

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
И ОТЛОЖЕНИЯ
ПЛЕЙСТОЦЕНА
ЮЖНЫХ МОРЕЙ СССР

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОКЕАНОГРАФИЧЕСКАЯ КОМИССИЯ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ
И ОТЛОЖЕНИЯ
ПЛЕЙСТОЦЕНА
ЮЖНЫХ МОРЕЙ СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •
МОСКВА 1977

Изучение южных морей СССР – в настоящее время одна из актуальнейших теоретических задач. В статьях сборника анализируются данные, полученные при бурении в Керченском проливе, при морских работах на шельфах Черного и Каспийского морей и в результате определений возраста отложений физико-химическими методами, приводятся новые датировки.

Ответственные редакторы

П.А. КАПЛИН, Ф.А. ШЕРБАКОВ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ОТЛОЖЕНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЮЖНЫХ МОРЕЙ СССР

Утверждено к печати Океанографической комиссией АН СССР

Редактор А.В. Копп. Художественный редактор А.Н. Жданов
Технические редакторы Е.К. Полукарова и Н.А. Посканиная

Подписано к печати 7/IV – 77 г. Т – 03878. Усл.печл. 15,8+0,2 вкл. Уч.-изд.л. 17,8
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 950 экз. Тип. зак. 101.
Цена 2р. 14к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение южных морей СССР в настоящее время особенно актуально в связи с тем, что именно здесь с наибольшим успехом могут быть решены кардинальные вопросы межрегиональной стратиграфической и палеогеографической корреляции отложений различных бассейнов юго-запада Евразии. Вопросы истории развития южных морей тесно переплетаются с такими глобальными проблемами, как эволюция оледенений и колебания уровня Мирового океана в плейстоцене. Не случайно, что данной теме посвящены классические работы Н.И. Андрусова, А.Д. Архангельского, Н.М. Страхова и др.

Несомненна и громадная практическая значимость этих проблем в связи с поисками полезных ископаемых, в частности нефти и газа, с хозяйственным освоением акватории морей и их шельфовых пространств. Поэтому новые материалы по палеогеографии и процессам осадконакопления в бассейнах южных морей привлекают внимание множества исследователей самых различных специальностей.

Настоящий сборник включает сообщения, зачитанные в октябре 1974 г. на Симпозиуме по литологии, стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии южных морей СССР, организованном Секцией шельфа Океанографической комиссии.

В статьях сборника анализируются данные, полученные при бурении в Керченском проливе и при морских работах на шельфах Черного и Каспийского морей. Характерно, что в статьях сборника приводится множество новых датировок, полученных разными методами. В этом смысле сборник как бы демонстрирует большие возможности отечественной науки в таком новом направлении, как абсолютная геохронология.

Благодаря использованию новых материалов бурения и новых методов анализа удалось в значительной степени уточнить историю развития бассейнов южных морей. Статьи сборника показывают, что изучение этого большого региона проводится в СССР на достаточно высоком уровне.

Вместе с тем в статьях отражены и дискуссионные проблемы, в частности проблема о причинах трансгрессий и регрессий южных морей СССР. Одни авторы основной причиной считают изменения в бассейнах стока в связи с оледенениями и изменением орографии, другие — связывают колебания уровней с тектоническими движениями, третьи — с изменениями климата. Перечисленные мнения хотя и конкурируют между собой, но во многом дополняют друг друга, ибо в разные периоды плейстоцена основные факторы развития южных морей менялись.

Одна часть статей посвящена палеогеографии и хроностратиграфии района, другая – проблемам осадконакопления, литодинамике, свойствам и особенностям отложений. Статьи, содержащие новые данные по процессам седиментогенеза в Черном, Каспийском и Аральском морях, отражают возросший интерес к этим бассейнам, связанный с пересмотром многих укоренившихся представлений.

П.А. Каплин, Ф.А. Щербаков

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МИРОВОГО ОКЕАНА

Уровень Мирового океана испытывал в плейстоцене изменения, вызванные двумя основными причинами: постоянным увеличением емкости океанической впадины в результате прогибания дна и поднятия основных структур континентов, что обусловило геократическую регрессию, и периодическими изъятиями океанской воды материковыми льдами, что приводило к гляциоэвстатическим регрессиям и трансгрессиям.

Направленное регрессивное падение уровня Мирового океана, как известно, подтверждается лестницами морских террас, отмеченных на африканском побережье Средиземного моря ("средиземноморские" террасы), в Южной Америке, Мексике, Калифорнии и других областях [21, 15, 7, 8]. По моим подсчетам, скорость геократической регрессии в плейстоцене достигала 0,1 м/тыс. лет, а ее амплитуда — от 0 до 100 м над уровнем океана [9].

В плейстоцене на геократическую регрессию накладывались гляциоэвстатические колебания уровня Мирового океана. По подсчетам И.А. Суетовой [19], максимальная амплитуда этих колебаний по отношению к современному уровню составляла от +10 в межледниковья до -110 м в ледниковые эпохи. Казалось бы, при таких исходных данных нетрудно представить общую картину положения уровня Мирового океана в плейстоцене и построить соответствующую кривую. Однако существует много трудностей, не позволяющих проделать эту работу.

Во-первых, геократическая регрессия осложнялась региональными тектоническими движениями побережий, которые в случаях устойчивых плейстоценовых прогибаний структур (побережье Северного моря, Атлантическое побережье США и др.) компенсировали регрессию. Изостатические воздымания районов древнего и современного оледенений, напротив, опережали тектонические поднятия, в результате чего молодые береговые линии (например, Шпицберген, Скандинавия, канадская Арктика) оказались на уровнях, значительно превышающих высоты "средиземноморских" террас [9].

Во-вторых, при подсчетах амплитуды гляциоэвстатических колебаний уровня океана возникает неопределенность, связанная с поведением водных масс, сосредоточенных в современных ледниковых шитах Антарктиды и Гренландии. Сейчас можно считать, что оба шита существовали еще в плиоцене (по данным глубоководного бурения по проекту ДЖОИДЕС, Антарктический континент был покрыт ледниками более 20 млн. лет назад) и в течение плейстоцена изменялись в объеме: Антарктида — не более чем на 8%, а Гренландия — не более чем на 50%. Такие изменения в объеме ледниковых шитов могли оказывать влияние на колебания

уровня океана в пределах ± 8 м, причем изменения антарктического ледника, а следовательно, и изменения уровня океана, вызванные этим, могли быть асинхронны основным гляциоэвстатическим трансгрессиям.

Однако самая главная трудность заключается в том, что история глобальных оледенений к настоящему времени не выяснена до конца. Классическая альпийская схема, предполагавшая, что в плейстоцене было четыре (гюнц, миндель, рисс, вюрм) покровных оледенения, претерпела значительные изменения. Некоторые исследователи на Русской равнине, например, выделяют шесть самостоятельных оледенений и значительное количество интергляциалов.

Сколь много таяло льда в эти периоды, мы не знаем, и поэтому не можем определить уровень гляциоэвстатических трансгрессий. В то же время, по мнению А.А. Величко [2], в ледниковый период, как ни парадоксально, 2/3 времени приходилось на неледниковые, теплые эпохи. Это значит, что трансгрессивное состояние уровня океана преобладало. В эти теплые эпохи случались временные подвижки ледников и, возможно, изменения объема ледников Антарктиды и Гренландии, что приводило к небольшим по амплитуде колебаниям уровня океана. Фиксируя морские террасы, мы не можем эти временные, незначительные подъемы уровня отличить от основных этапов межледниковых трансгрессий.

Однако благодаря достижениям современных физических методов абсолютной геохронологии стало возможным сравнение независимых возрастных характеристик периодов потепления и трансгрессий Мирового океана.

Большая работа проведена сотрудниками Института геологии АН УССР по выяснению возраста лессовой формации Украины [22]. В Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ определен возраст ледниковых и межледниковых горизонтов всемирно известного стратотипического разреза у г. Чекалина (Лихвинский разрез), отложений в скважине у оз. Неро (ярославское Поволжье), в разрезах Прикаспия, Приобья, Горного Алтая, Прииссыккуля, Западной Камчатки и др. [18, 20, 1, 17, 6]. В Ленинграде получены датировки по неравновесному урану и проведены значительные по объему палеомагнитные исследования [5]. Благодаря интенсивным исследованиям последних лет хронология оледенений наиболее детально разработана для территории Русской равнины, что позволяет составить предварительную хроностратиграфическую шкалу и сопоставить ее с трансгрессиями Мирового океана.

Основные периоды потепления Русской равнины следующие [14] до 700 тыс. лет назад (доберезианское время); 600–520 тыс. лет назад (беловежское межледниковье); 470–310 тыс. лет назад (лихвинское межледниковье); 250–210 тыс. лет назад (одинцовское межледниковье); 120–90 тыс. лет назад (микулинское межледниковье); 50–40 тыс. лет назад (средневалдайское потепление). Кроме того, отмечается несколько интергляциалов, когда

уровень Мирового океана мог быть близок к современному его положению или немного ниже: 470–340 и 325–310 тыс. лет назад (два оптимума лхвинского межледникового); 270–275 тыс. лет назад (чеганский интергляциал); 170–160 тыс. лет назад (первая фаза микулинского потепления); 80 тыс. лет назад (верхневожжский интервал); 64 тыс. лет назад (интерстадиал амерсфорт); 58 тыс. лет назад (интерстадиал бреруп); 32–24 тыс. лет назад (брянский интервал).

Сопоставление гляциоэвстатических трансгрессий с выделенными эпохами потеплений на Русской равнине весьма затруднительно. Предложенная хронология неточна, так как количество датировок, особенно довалдайского времени, явно недостаточно. Кроме того, велика ошибка измерений абсолютного возраста отложений. В определениях урановым методом она достигает 15%, т.е. при возрасте, например, 300 тыс. лет неопределенность равна $\pm 30-50$ тыс. лет, тогда как отрезок времени от даты максимума последнего оледенения (17 тыс. лет назад) до современного межледникового всего 10 тыс. лет. Весь период, охватывающий поздний плейстоцен и голоцен, т.е. межледниковье, оледенение и новое межледниковье, длился около 50 тыс. лет. При таком положении вещей, естественно, целые этапы потепления могут выпадать из нашей хронологии.

Хронологию гляциоэвстатических трансгрессий можно восстанавливать по возрастным определениям древних береговых линий. Однако время регрессий, их разделяющих и соответствующих эпохам оледенений, почти не поддается определению. Регрессивные стадии должны фиксироваться погруженными подводными террасами; последние же сохраняются плохо, так как во время повторных трансгрессий и регрессий они разрушаются в мигрирующей по шельфу зоне прибоа. В случае же сохранения отдельных фрагментов подводных террас технически трудно пока извлечь материал, пригодный для определения абсолютного возраста. Хорошо известны лишь определения абсолютного возраста береговых линий, отмечающих регрессивную стадию последнего оледенения; так, для террасы у Гавайских островов, расположенной на глубине 91 м, установлен возраст 17 тыс. лет [39, 9]. Среди более древних регрессивных стадий датирована методами абсолютной геохронологии одна, представленная террасой на глубине 200 м у берегов Северной Австралии; единичная датировка от Th^{230} показала, что эта терраса образовалась 170 тыс. лет назад [37], т.е. в конце московского оледенения.

В последние годы появилось достаточно много датировок поднятых береговых линий, приуроченных главным образом к тропическим островам. Последнее обстоятельство объясняется тем, что эти острова полностью или частично построены кораллами, которые, как известно, наиболее четко фиксируют положение уровня моря [3, 10]. Так называемые нормальные атоллы, т.е. те коралловые острова, основание которых погружено под уровень океана и на поверхности присутствует лишь невысокий кольцевой риф, в большинстве своем тектонически стабильны. При гляциоэвстатических регрессиях они,

по-видимому, осушались, а в межледниковье превращались в атоллы. Положение современных атоллов отражает близкий к наивысшему уровень эвстатических трансгрессий; это подтверждается тем фактом, что датировки низких террас атоллов (в пределах от 4 до -7 м) соответствуют возрасту различных межледниковий. Иначе говоря, атоллы, прогибаясь вместе с океаническим дном, избежали влияния геократической регрессии. Поднятые же атоллы и вулканические острова, окруженные подводными рифовыми террасами, располагаются в зонах локальных тектонических поднятий океанического дна и также не подвержены влиянию геократической регрессии. Скорость этих поднятий сравнительно легко поддается расчету, поэтому по временным интервалам можно рассчитывать положение уровня океана во время той или иной трансгрессии.

Большинство датировок относится к тропическим странам также и потому, что кораллы позволяют получить наиболее надежные определения урановыми методами, т.е. по соотношениям $\text{Th}^{230}/\text{U}^{238}$, $\text{U}^{234}/\text{U}^{238}$, $\text{Th}^{230}/\text{U}^{234}$. Такие определения в последние годы были проведены Х.Х. Ви [41], по образцам с атоллов Тихого и Индийского океанов (Гавайские острова, арх. Туамоту, о-ва Кука, о-в Маврикий, Сейшельские острова), французскими исследователями [31, 28] — по ядру скважины, заложенной на атолле Муруроа (арх. Туамоту), австралийскими и американскими учеными [36, 42, 24] — по комплексу образцов с поднятых коралловых рифов о-ва Новая Гвинея, японскими геологами [30] — по обломкам кораллов с террас о-вов Рюкю, американскими исследователями [26, 33, 40, 26] — по образцам с террас о-ва Барбадос, с Багамской банки и других островов у побережья США и Центральной Америки. По образцам с позднеплейстоценовых и голоценовых террас океанических островов получено множество и радиоуглеродных датировок, в частности, такие определения были сделаны в Лаборатории новейших отложений МГУ по сборам с островов юго-западной части Тихого океана [12].

Наиболее древние (800 тыс.лет) террасы отмечены Р. Баттистини [23] на о-ве Мадагаскар. На о-ве Эфате нами был описан комплекс террас, три из которых были датированы по радиуглероду; это позволило определить скорость тектонического поднятия острова. Расчеты показывают, что возраст верхнего берегового комплекса о-ва Эфате должен быть также близок к 800 тыс.лет [11]. Очевидно, береговые линии этого возраста встречаются и на других островах, но, к сожалению, при определениях столь древних образцов по изотопам уранового ряда возникают методические трудности, по существу не позволяющие производить датирование. Террасы этого возраста, видимо, нужно относить к эпохе, предшествовавшей древнейшему оледенению.

Очень мало данных и по другим уровням раннего плейстоцена. Совершенно нет указаний на существование террас возрастом от 600 до 520 тыс.лет, соответствующих эпохе беловежского потепления. К лихвинскому межледниковью можно отнести следы береговой линии возрастом около 500 тыс.лет на о-ве Мадагаскар, две террасы

возрастом 450 и 360 тыс. лет на о-ве Эфат. Дж. Лабери с соавторами [31] датировали один из образцов из керна с атолла Муруроа возрастом 400 ± 50 тыс.лет. Названные авторы считают, что в этот период уровень океана совпадал с современным его положением.

Следующую по древности датировку имеет 70-метровая терраса о-ва Барбадос, возраст которой, определенный К. Мезолеллой с соавторами [33], составляет 260 ± 40 тыс.лет. Сходный возраст ($280 - 240$ тыс.лет), по нашим расчетам, должна иметь терраса высотой 120–140 м на о-ве Эфате. Трудно сказать, к какому периоду потепления можно отнести время образования этих террас; к чеганскому интергляциалу (270–265 тыс.лет назад) или к одиновскому межледниковью (250–220 тыс.лет. назад). Вероятнее всего, последнему синхронны береговые уровни о-ва Барбадос, для которых были получены следующие три даты: 220 ± 30 , 220 ± 30 и 230 ± 30 тыс.лет.

Следующая небольшая серия дат в диапазоне от 210 до 215 тыс. лет получена по образцам островов Новая Гвинея и Барбадос. На о-ве Барбадос поднятый риф с отметками около 65 м имеет возраст 215 ± 30 тыс.лет. Х.Х. Ви и Дж. Чеппел [42] приводят даты 215 ± 30 и 210 ± 30 тыс.лет по образцам с рифового комплекса Новой Гвинеи, поднятого на высоту 270–330 м. Близкое значение получено для керна о-ва Муруроа: коралловые обломки с уровня 6 м ниже уреза воды имеют здесь возраст 200 ± 40 тыс.лет. Приведенные дыты, как мы видим, соответствуют эпохе московского оледенения (210–190 тыс.лет назад). Видимо, учитывая большую ошибку измерений, следует отнести время образования кораллов с указанных уровней к позднему периоду одиновского межледниковья.

В разных частях океана обнаружены береговые линии, соответствующие по времени образования первой фазе микулинского потепления (170–160 тыс.лет назад). Возраст, равный 160 ± 40 тыс. лет, определен Х.Х. Ви [41] для 3-метровой террасы о-ва Ниау (арх. Туамоту) и для 1,5-метровой террасы о-ва Маврикий. На о-ве Эфате возраст террасы высотой 80–90 м оценен нами в 180–160 тыс.лет. На Новой Гвинее и Барбадосе полученные даты несколько завышают, видимо, время трансгрессии. Для рифового комплекса, расположенного на Новой Гвинее на уровне 180–250 м, датировки оказались следующие: 190 ± 17 и 180 ± 15 тыс.лет, а на о-ве Барбадос возраст береговых уровней 40 и 50 м соответственно 170 ± 10 и 190 ± 10 тыс. лет. Возможно, эти цифры являются правильными: как уже указывалось, по одним данным на период 190–160 тыс.лет назад приходится конец московского оледенения, а по другим – эпоха потепления.

Ко второй фазе микулинского потепления относятся датировки, равные 140 тыс.лет. Правда, В.А. Зубаков и В.В. Кочегура [5] считают, что в период от 150 до 130 тыс.лет назад было небольшое похолодание внутри теплой эпохи микулинского межледниковья. Однако возраст 140 ± 30 тыс.лет, по данным Х.Х. Ви, имеют следующие террасы: высотой 1,5 м на о-ве Оаху (Гавайские остро-

ва), 4 м на о-ве Анаа (арх. Туамоту), 3 м на о-ве Макагеа (арх. Туамоту), 9 м на Сейшельских островах.

Многие террасы тропических островов датированы возрастом около 120 тыс.лет. Они обнаружены на о-ве Оаху, причем, по определениям Х.Х. Ви, для террасы высотой 3 м получена дата 120 ± 30 , а по террасам 2 и 1,5 м - 110 ± 20 тыс.лет. На о-ве Ниау (арх. Туамоту) возраст 120 ± 20 тыс.лет имеет терраса высотой 4 м. Определение возраста 12 образцов кораллов с островов Флоридского пролива, проведенное Дж.Осмондом с соавторами [35] по U^{234} и Th^{230} , дало средний результат, равный 130 ± 15 тыс.лет. Эти исследователи считают, что 130 тыс.лет назад уровень океана в этом районе был на 10 м выше современного. Возраст коралловых рифов, расположенных на современном уровне океана в районе Багамской банки, по данным В.Брокера и Д.Тарбера [25], оказался равным 120 тыс.лет.

Терраса о-ва Барбадос высотой 25–35 м, по расчетам В.Брокера с соавторами [26], формировалась, когда уровень океана был на 6 м выше современного. Шесть датировок по кораллам дали средний возраст этой террасы, равный 122 тыс.лет. Возраст поднятого на 145 м рифа Новой Гвинеи был определен в 116 ± 7 и 110 ± 7 тыс.лет. 20-метровая терраса Новой Каледонии, по Дж.Лаунею и Дж.Ресу [32], имеет возраст 118 тыс.лет. Наконец, интересны результаты японских исследователей [30] на о-вах Рюкю. По данным изучения двух образцов, 200-метровая терраса имеет здесь средний возраст 130 тыс.лет (134 ± 2 и 128 ± 5 тыс.лет). Основываясь на геологических данных, можно предположить, что эта береговая линия формировалась, когда уровень океана был на 2 м выше современного.

Таким образом, трансгрессия рисс-вюрмского времени выделяется во многих районах достаточно уверенно. При этом имеются данные, что уровень океана в этот период превышал современное его положение на несколько метров (от 2 до 10).

Во время рисс-вюрмского (микулинского) межледниковья, видимо, происходили неоднократные колебания уровня океана, которые имели несколько трансгрессивных пиков. Один из таких пиков, вероятно, совпадает с периодом 100–110 тыс.лет назад, и поэтому многие террасы образовались в это время. Датировки, равные 110 ± 20 , 100 ± 20 и 90 ± 20 тыс.лет, получены Х.Х.Ви с террас высотой 2–4 м на островах Анаа, Макагеа, Мангана (о-ва Кука) и с побережья западной Австралии. Горизонт –7 м из керна скважины на о-ве Муруроа, по данным французских исследователей, имеет возраст 100 ± 20 тыс.лет. Две даты со средним значением 107 тыс. лет получены для поднятых рифов Новой Гвинеи. На о-ве Барбадос средний возраст 20-метровой террасы равен 103 тыс.лет; формирование ее, по-видимому, происходило на отметках –10 или –13 по отношению к современному уровню моря. Вероятно, пик этой трансгрессии был меньшим, чем предыдущий, или же террасы возрастом 100–110 тыс.лет отмечают какую-то стадию на фоне рег-

рессирующего океана в предвюрмское время. Во всяком случае, мы имеем указания, что данная береговая линия была, возможно, на 7–13 м ниже современного уреза.

Много разногласий вызывает факт существования трансгрессивных стадий океана в вюрмское (валдайское) время. Некоторые авторы, например Н.А. Мернер [16], не считают, что эти стадии обоснованы с климатогляциологической точки зрения. Однако террасы, совпадающие с эпохами потепления вюрма (80, 60, 50–40 и 31–22 тыс. лет назад), отмечены на многих побережьях.

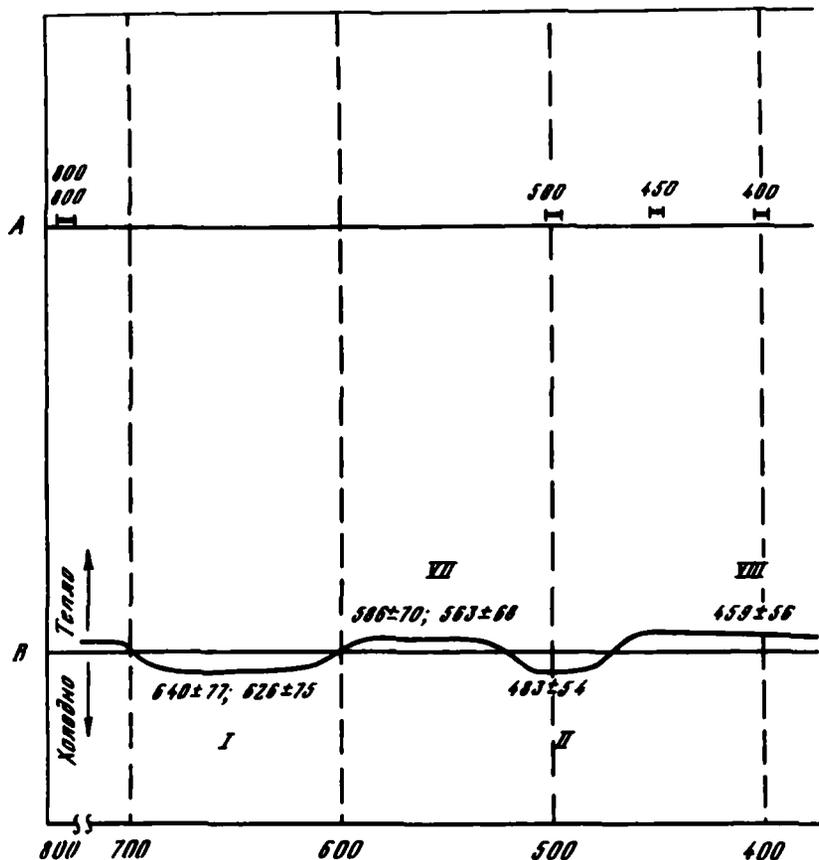
Террасы, синхронные интергляциалу 80 тыс. лет назад, отмечены В.Брокером и Д.Тарбером на высоте 0 м в районе Багамской банки, Х.Х. Ви – на Сейшельских островах (80±40 тыс. лет назад) и о-ве Анаа. На о-ве Барбадос палеоуровень во время формирования террасы возраста 82 тыс. лет (средний возраст четырех определенных образцов) был на 13–14 м ниже относительно современного. На Новой Гвинее А.Блумом с коллегами [24] зарегистрирован поднятый рифовый комплекс, средний возраст которого по двум датам 85 тыс. лет.

Интергляциалу амерсфорт, или сент-пьер, по представлениям А.Блума и других, соответствуют коралловые рифы, формировавшиеся на Новой Гвинее при положении уровня океана на 28 м ниже, чем в настоящее время (средний возраст по четырем датам 61 тыс. лет). На о-вах Рюкю береговая линия, средний возраст которой по трем датам 67 тыс. лет, фиксирует трансгрессию на уровне –20 м. Н.П. Джеймс с соавторами [4] обнаружили террасу возрастом 60±2 тыс. лет на о-ве Барбадос. В этот же период, по нашим расчетам, происходило образование 30-метровой террасы о-ва Эфате.

Более молодые террасы побережий океана датируются уже не только урановыми, но и радиоуглеродными методами. Поэтому их удается регистрировать и на берегах морей умеренной и полярной зон. Правда, к датировкам по карбонатному материалу более древним чем 30 тыс. лет следует относиться с осторожностью, так как карбонаты имеют способность к перекристаллизации (из арагонита в кальцит), что приводит к резкому омоложению образцов. Во избежание ошибок образцы подвергаются рентгеноструктурному дифрактометрированию, позволяющему обнаружить степень перекристаллизации. Правомерным считается использование датировок по образцам, перекристаллизованным не более чем на 5%.

Такие датировки получены по поднятому на 42 м рифовому комплексу Новой Гвинее. Х.Х. Ви и Дж. Чаппел [42] датировали этот риф по C^{14} в 35,7±1,6 и по Th^{230} в 34±4 тыс. лет. А.Блум с соавторами [24] определили четыре образца с этой террасы по Th^{230} , средний возраст их оказался равным 41 тыс. лет. Эти исследователи считают, что терраса формировалась на 38 м ниже современного уровня океана.

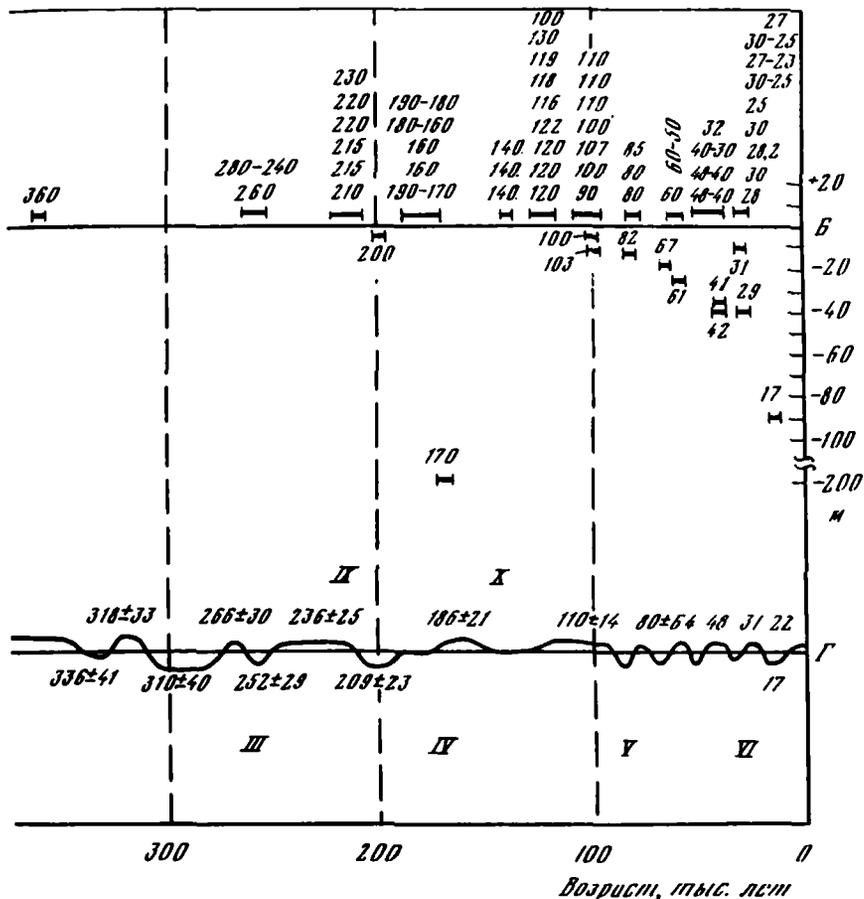
На о-вах Рюкю пять образцов с террасы высотой 20–27 м дали по Th^{230} средний возраст 42 тыс. лет. К.Кониши с сотрудни-



Хронология плейстоценовых гляциоэвстатических трансгрессий Мирового океана и материковых оледенений

АВ - современный уровень океана и относительно которого показано предполагаемое положение береговых линий в период их формирования (цифры - абсолютный возраст террас на различных участках,

ками рассчитали, что терраса образовалась при палеоуровне, располагавшемся на 40 м ниже современного уреза. К среднеюрмскому (порт-толбот) потеплению (50-40 тыс. лет назад), по-видимому, можно отнести и многие другие террасы побережий: 2-метровую террасу о-ва Раротонга в арх. Кука (датирована по C^{14} - 48,9 тыс. лет [38]), 4-метровую террасу о-ва Оаху (32 тыс. лет [39]), 3-10-метровую памликскую береговую линию Атлантического побережья США (40-48 тыс. лет [29]), 20-метровый уровень западной Камчатки (30-40 тыс. лет [12]).



тыс лет), ВГ - условия граница между потеплениями и похолоданиями (цифры - отдельные датировки климатических эпох, тыс. лет) Оледенения: I - березинское, II - окское, III - днепровское, IV - московское, V - калининское, VI - валдайское; межледниковья: VII - беловежское, VIII - лихвинское, IX - одинцовское, X - микулинское

Против существования трансгрессивной стадии в период около 30 тыс. лет назад выступил Н.А. Мернер [16] и пытался обосновать это как несоответствием данного вывода палеоклиматическим данным, так и некорректностью определений абсолютного возраста по C^{14} . Однако с климатической точки зрения эта трансгрессия обосновывается почти повсеместным развитием мощного горизонта брянских почв на Русской равнине. Синхронное потепление отмечено в Западной Европе (паудорф) и Северной Америке (плам-пойнт). Соответственно имеется много террас этого возраста.

На Новой Гвинее рифовый комплекс высотой 17–20 м был сформирован 29 тыс. лет назад на уровне –40 м по отношению к современному положению береговой линии. Х.Фор и П.Элюар [27] считают, что на северо–западном побережье Африки береговая линия формировалась 31–32 тыс. лет назад при уровне –12 м. Эти сведения подтверждаются исследованиями У.Нира [34], который обнаружил у берегов Африки на арх. Далкан террасу возрастом 28 тыс. лет. На о–ве Куба повсеместно выражена терраса высотой 10–12 м, сложенная литифицированными коралловыми известняками и оолитовыми песчаниками. Ряд определений возраста этой террасы по C^{14} (данные Лаборатории новейших отложений МГУ) дал следующие результаты: $28 \pm 0,15$; $30,7 \pm 0,5$ тыс. лет. Этой же эпохе соответствуют 3–метровая терраса о–ва Роротонга ($28,2 \pm 0,8$ тыс. лет [38]), 12–метровая терраса о–ва Эфате (30 тыс. лет [11]), 2–метровая терраса о–ва Оаху (24–26,5 тыс. лет [39]), морские отложения, залегающие на современном уровне океана на о–ве Лорд–Хау ($25,9 \pm 0,5$, наши определения), терраса на о–ве Новая Каледония (25–30 тыс. лет [32]), береговая линия “сильвер блаф” высотой 2–3 м вдоль Атлантического побережья США (23–27 тыс. лет [29]), береговые формы западной Камчатки (25–30 тыс. лет [12]), 20–метровая терраса Анадырского лимана на Чукотке ($27 \pm 2,2$ тыс. лет [13]).

Приведенные выше многочисленные датировки береговых линий побережий Мирового океана показывают, что большинство из них действительно группируется в интервалах времени, соответствующих эпохам потепления климата в плейстоцене. Однако разброс данных достаточно велик, и статистические ошибки определений, особенно для древних эпох, не позволяют уверенно сопоставлять межледниковья с трансгрессиями. Для такого сопоставления необходимо уточнение хроностратиграфии ледникового периода и увеличение количества датировок трансгрессивных и регрессивных уровней океана. В настоящее время можно привести лишь предварительную схему такого сопоставления (рисунок).

ЛИТЕРАТУРА

1. Алешинская З.В., Гунова В.С., Судакова Н.Г. К стратиграфии и палеогеографии ярославского Поволжья. – В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., “Наука”, 1973.
2. Вельчко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М., “Наука”, 1973.
3. География атоллов юго–западной части Тихого океана. М., “Наука”, 1973.
4. Джеймс Н.П., Маунтджой Э.У., Омура А. Ранневисконсийская рифовая терраса на острове Барбадос, Вест–Индия, и ее значения для климатических построений. – В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М., “Мир”, 1974.
5. Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР. – В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., “Наука”, 1973.

6. Ильичев В.А., Каплин П.А., Шелкопяс В.Н., Шлюков А.И. Список термолуминесцентных датировок абсолютного возраста. - "Вестн. МГУ. Сер. геогр.", 1974, № 4.
7. Каплин П.А. Берега Южной Америки. - В кн.: Берега Тихого океана. М., "Наука", 1967.
8. Каплин П.А. Некоторые общие черты развития береговой зоны Тихого океана. - В кн.: Берега Тихого океана. М., "Наука", 1967.
9. Каплин П.А. Новейшая история побережий Мирового океана. Изд-во МГУ, 1973.
10. Каплин П.А. Террасы океанических островов тропической зоны. - В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. М., "Наука", 1975.
11. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Орлов А.И. Рельеф береговой зоны о-ва Эфате. - В кн.: Островные шельфы тропической зоны океана. М., "Наука", 1975.
12. Каплин П.А., Парунин О.Б., Шлюков А.И., Гракова И.В., Хайт В.З., Тимашкова Т.А. Радиоуглеродные датировки Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ (сообщение II). - "Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР", 1973, № 40.
13. Каплин П.А., Свиточ А.А., Боярская Т.Д., Парунин О.Б., Шлюков А.И. Морские террасы Нижне-Анадырской низменности и их возраст. - В кн.: Берингийская суша и ее значение для развития голарктических флор и фаун в кайнозой. Хабаровск, 1973.
14. Каплин П.А., Свиточ А.А., Судакова Н.Г. Периодизация и хронология плейстоцена на территории СССР. - "Вестн. МГУ. Сер. геогр.", 1975, № 3.
15. Махачек Ф. Рельеф Земли, т. 2. М., ИЛ, 1961.
16. Мернер Н.А. Положение уровня океана в период интерстадиала, около 30 тыс. лет назад, с климато-гляциологической точки зрения. - В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М., "Мир", 1974.
17. Свиточ А.А., Ильичев В.А., Фаустов С.С. Корреляция разрезов Приобского плато и Горного Алтая. - В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., "Наука", 1973.
18. Судакова Н.Г. Стратиграфия Лихвинского (Чехалинского) опорного разреза. - В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., 1973.
19. Суетова И.А. Основные морфометрические характеристики Антарктиды. М., "Наука", 1968.
20. Фаустов С.С., Куликов О.А., Свиточ А.А. Палеомагнитные исследования новейших отложений долины р.Чеган. - В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений севера Евразии. Л., "Наука", 1971.
21. Цейнер Ф.Е. Плейстоцен. М., ИЛ, 1963.
22. Шелкопяс В.Н. Применение термолуминесцентного метода для датирования плейстоценовых образований. - В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., "Наука", 1973.
23. Battistini R. L'hypothèse de l'absence de hauts stationnements marins quaternaires, essai d'application à Madagascar et au sud-ouest de l'océan. - "Bull. Assoc. franç étude Quaternaire", 1972, v. 31.
24. Bloom A.L., Broecker W.S., Chapel J.M.A., Matthews R.K., Moolenaar K.J. Quaternary sea level fluctuations on a tectonic coast: new Th^{230} / U^{234} Dates from the Huon peninsula, New Guinea. - "Quaternary Res.", 1974, v. 4.
25. Broecker W.S., Thurber D.L. Uranium series dating of corals and oolites from Bahaman and Florida key limestones. - "Science", 1965, v. 149, N 3679.

26. Broecker W.S., Thurber D.L., Coddard J., Ku T e h-lyng, Matthews R.K., Mesolella K.J. Milankovitch hypothesis supported by precise dating of coral reefs and deep-sea sediments. - "Science", 1968, v. 159, N 3812.
27. Faure H., Elonard P. Schéma des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40000 ans. - "C.r. Acad. sci.", Paris, 1967, v. 265.
28. Guilcher A., Berthois L., Doumenge F., Michel A., Saint-Requier A., Arnold R. Les récifs et lagons coralliens de Mopelia et de Bora-Bora (îles de la Société). Paris, Orstom, 1969.
29. Hoyt J.H., Henry V.J., Leimen R.J. Age of Late Pleistocene shoreline deposits, coastal Georgia. - "Means of correlation of Quaternary successions, INQVA", 1965, v. 8.
30. Konishi K., Shlanger S.O., Omura A. Neotectonic rates in the Central Ryukyu Island derived from Th²³⁰ coral ages. - "Marine Geol.", 1970, v. 9, N 4.
31. Labeyric J., Lalou C., Delibrics C. Etude des transgressions marines sur l'atoll de Mururoa par la datation des différents niveaux de corail. - "Cahiers Pacifique", 1969, N 13.
32. Launay J., Recy J. Relative sea level changes and neotectonics in New Caledonia during the Upper Pleistocene and Holocene. - "Rev. géogr. phys. et géol. dynam.", 1972, v. 14.
33. Mesolella K.J., Matthews R.K., Broecker W.S., Thurber D.L. The astronomical theory of climatic changes: Barbados data. - "J. Geol.", 1969, v. 77, N 7.
34. Nir Y. Geology of Enterderby island and its recent sediments Dahlak archipelago southern Red Sea. - "Israel. J. Earth Sci.", 1971, v. 20.
35. Osmond J.K., Carpenter J.R., Windom H.L. Th²³⁰/U²³⁴ Age of the Pleistocene corals and oolites of Florida. - "J. Geophys. Res.", 1965, v. 70, N 8.
36. Polach H.A., Chappell J., Lovering J.F. ANU radiocarbon date. List III. - "Radiocarbon", 1969, v. 11, N 2.
37. Pratt R.M., Dill R.F. Deep enstatic terrace levels: further speculations. - "Geology", 1974, v. 2, N 3.
38. Schofield J.C. Notes on Late Quaternary sea levels, Fiji and Ratotonga. - "N.Z. Geol. and Geophys.", 1970, v. 13, N 1.
39. Shepard F.P. Sea level rise during the past 20000 years. - "Leitschr. Geomorphol.", 1961, v. 3.
40. Spalding R.F., Matthews T.D. Stalagmites from caves in the Bahamas: indicators of low sea-level stand. - "Quaternary Res.", 1972, v. 2, N 4.
41. Veeh H.H. Th²³⁰/U²³⁸ and U²³⁴/U²³⁸ ages of Pleistocene high sea level stand. - "J. Geophys. Res.", 1966, v. 71.
42. Veeh H.H., Chappell J. Astronomical theory of climate changes: support from New Guinea. - "Science", 1970, v. 167, N 3919.

ПРИЧИНЫ ПЛИОЦЕНОВЫХ И ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ТРАНСГРЕССИЙ КАСПИЙСКОГО И ЧЕРНОГО МОРЕЙ

На протяжении плиоцена и четвертичного времени бассейны, существовавшие в Каспийской и Черноморской котловинах, неоднократно меняли свои размеры, уровни и соленость. Обычно в качестве причин этих изменений рассматриваются тектонические процессы или колебания климата. Эти факторы неодинаково воздействовали на бассейны разного типа: внутренние моря, сточные и бессточные озера.

Уровень внутренних морей, типичными примерами которых являются современные Черное и Азовское, меняется вместе с уровнем Мирового океана. Соленость морей зависит от их водного баланса и от рельефа дна проливов, соединяющих моря с океаном. В том случае, когда приходная часть баланса (приток вод с суши и атмосферные осадки на водную поверхность) больше расходной (испарение с водной поверхности), соленость моря ниже солености океана. При прочих равных условиях разница в солености зависит от площади поперечного сечения проливов; чем уже и мельче последние, тем эта разница больше. В зоне избыточного увлажнения (там, где атмосферные осадки на водную поверхность больше испарения с нее) все внутренние моря имеют соленость меньше океанической (меньше 35‰). В зоне недостаточного увлажнения баланс моря зависит от притока в него пресных вод. При небольшом притоке он не в состоянии компенсировать разницу между испарением и атмосферными осадками и море имеет соленость выше океанической. Большой приток приводит к условиям избыточного баланса и соленость оказывается ниже, чем в океане. Именно таковы условия у современных Черного и Азовского морей: хотя они находятся в зоне недостаточного увлажнения, большой приток пресных вод и малая ширина и глубина проливов Босфор и Керченского обуславливают довольно низкую их соленость.

Если порог стока находится выше уровня моря и замкнутая котловина обладает избыточным балансом, то в ней образуется сточное озеро. Его уровень определяется отметкой порога стока, которая зависит от тектонических движений и интенсивности глубинной эрозии реки, вытекающей из озера. В случае, если течение по этой реке на время прекращается, накопление делювиальных, пролювиальных и эоловых отложений вызывает иногда повышение порога стока. Сточное озеро, существующее длительное время, может быть только пресным. Но если бессточное озеро или внутреннее море превращается в сточное озеро только на короткий срок, некоторый запас солей остается в его водах.

Бессточные озера могут существовать в зоне недостаточного увлажнения. Они образуются, если имеется замкнутая котловина,

площадь которой достаточна для того, чтобы с нее испарилась вся вода, доставляемая атмосферными осадками и притоком с поверхности водосборного бассейна. Размеры бессточного озера практически на зависят от тектонических движений [1, 17, 18], но тектоника и осадконакопление могут изменить его форму.

На размеры этих озер влияют колебания климата. Если атмосферные осадки и сток увеличиваются, а испарение уменьшается, то площадь озера, а следовательно, и его уровень увеличиваются (обычно это бывает во время похолодания). Возможны однако случаи, когда похолодание и уменьшение испарения сопровождаются еще большим уменьшением осадков и стока. В этом случае площадь озера уменьшается, а его уровень падает.

На размеры и уровень бессточных озер влияют также изменения их водосборных бассейнов. Во многие озера впадает только одна река. Если она изменит свое течение, то озеро может исчезнуть совсем или по крайней мере сильно уменьшить свои размеры. При увеличении водосборного бассейна размеры бессточных озер увеличиваются. В состав водосборных бассейнов могут входить горные ледники и ледниковые шиты или их отдельные секторы — движение льда представляет собой одну из форм стока.

Третий фактор изменения размеров и уровней бессточных озер — это деятельность человека. Например, разбор воды на орошение может существенно уменьшить приток в озеро и вызвать сокращение его размеров. Этот фактор уже в течение трех тысяч лет оказывает решающее влияние на режим Аральского моря.

Бессточные озера обладают, как правило, повышенной минерализацией. Соли, приносимые в озеро притоками, накапливаются в его водной массе. Чем дольше существует бессточное озеро, тем выше (при прочих равных условиях) его соленость.

Пока еще не закончен анализ условий существования всех бассейнов, занимавших Каспийскую и Черноморскую котловины на протяжении плиоцена и четвертичного времени. Удалось составить суждение только об отдельных наиболее интересных моментах геологической истории.

Палеогеографическую загадку представляют условия существования бассейна продуктивной толщи — бессточного озера, занимавшего в среднем плиоцене Южно-Каспийскую котловину [10]. Характерны малая площадь бассейна, его чрезвычайно низкий уровень, большая мощность отложений, в состав которых входят кварцевые пески, почти полное отсутствие остатков фауны.

В начале среднего плиоцена прекратилось сообщение по Маньчскому проливу между западной и восточной частями понтического бассейна. Каспийская котловина имела в это время водосборный бассейн, коренным образом отличавшийся от современного. К нему не принадлежали Волга выше Казани и Кама выше устья р. Белой (в эти отрезки долин не проникал глубокий эрозионный врез, связанный с резким снижением базиса эрозии — уровня бассейна продуктивной толщи). Но в него впадала Амударья: глубокая эрозион-

ная долина, которую освоило нижнее течение Амударьи, разбурена в Низменных Каракумах.

Сток с территории среднеплиоценового водосборного бассейна Каспия составляет половину стока с современного водосбора. Резкое уменьшение размеров Каспия в начале века продуктивной толщи связано не с изменением климата или тектоническими движениями, а с сокращением водосборного бассейна после прекращения притока с запада. Среднеплиоценовый Каспий имел очень низкий уровень (порядка -500 м), поскольку тектонические движения предыдущей эпохи, не компенсировавшиеся осадконакоплением, создали глубокую и обширную Южно-Каспийскую котловину, занимавшую также часть современной суши в западной Туркмении и в Куринской низменности.

Поступление наносов в бассейн продуктивной толщи было больше современного примерно в три раза. Это связано с влиянием Амударьи, имеющей очень большой твердый сток. Осадконакопление происходило на площади, в два раза меньшей, чем современная площадь Каспия. Его интенсивность была поэтому в шесть раз выше, чем теперь. Дельта реки – предшественницы Волги – заняла в связи с малыми размерами бассейна самое южное положение за все время геологической истории Каспия [2]. Волжский аллювий, в составе которого значительная роль принадлежит кварцевым пескам, отлагался в районе Апшеронского полуострова.

Поскольку бассейн продуктивной толщи был бессточным озером, существовавшим около 2 млн. лет, он должен был приобрести очень высокую минерализацию, которая делала невозможным существование какой-либо фауны. Только в дельтах рек, впадавших в бассейн, могла существовать пресноводная фауна.

В дельтовых и авандельтовых отложениях палео-Волги и палео-Амударьи чередуются слои песков и глин. В них также содержится большое количество органических веществ, как приносимых реками, так и формировавшихся на месте в силу большой биологической продуктивности дельтовых водоемов. Высокая соленость вод бассейна и подземных вод препятствовала разложению ограниченного вещества, а большая скорость осадконакопления, сопровождавшегося изостатической прогибанием районов дельт, быстро перемещала слои, обогащенные органикой, на значительную глубину, где господствовали высокие температуры. Все это создавало благоприятные условия для формирования нефти. Впоследствии – во время акчагыльской трансгрессии – на месте дельт начали осажаться глубоко-водные глинистые отложения. Породы дельтового происхождения превращались в стратиграфические ловушки для нефти, а перекрывающие их слои глин – в бронирующие горизонты [6, 9].

Около 3,5 млн. лет назад самая глубокая регрессия Каспия сменилась его самой высокой трансгрессией. Акчагыльский бассейн имел уровень около $+125$ м и доходил на севере до Казани и Уфы, на востоке – до дельты Мургаба, а на западе – почти до Тбилиси. Каспий в это время оставался бессточным озером. В нем обитала эндемичная фауна, отличная от морской. Мировой океан имел тогда

низкий уровень. Не выше современного уровня моря был также уровень Куяльницкого бассейна, существовавшего в Черноморской котловине.

Объяснение причин акчагыльской трансгрессии – чрезвычайно трудная задача; гораздо легче перечислить факторы, которые не могли вызвать трансгрессию. К увеличению размеров бессточного озера не могли привести тектонические движения. Климат в это время не стал более влажным, так как климатическая трансгрессия должна была произойти тогда и на других бессточных озерах, однако этого не было. Следовательно, причиной акчагыльской трансгрессии могло быть только резкое увеличение водосборного бассейна. Он должен был быть гораздо больше современного водосбора Каспия и включать бассейны рек, ныне текущих в Белое и Баренцево моря. Вызвать поворот этих рек на юг могло бы мощное тектоническое поднятие крайнего севера Восточной Европы, но такого поднятия не было: его не допускают даже самые смелые представления. Изменить направление стока могло бы также покрывное оледенение. Однако подавляющее большинство исследователей отрицают возможность покрывного оледенения умеренных широт в акчагыльское время.

Гипотезу о причинах акчагыльской трансгрессии удалось предложить на основе данных по истории Баренцева моря [12]. В плицене на место последнего была суша [16], а устья рек – предшественниц Северной Двины и Печоры – находились где-то в районе Шпицбергена. Острова, расположенные на севере нынешнего Баренцева моря: северный о-в Новой Земли, Земля Франца-Иосифа и Шпицберген – были покрыты ледниками. Важный элемент расходной части баланса ледников – образование айсбергов. Если бы вокруг ледников находилась суша, а не море, то айсберги не могли бы образоваться и небольшие ледниковые шиты стали бы увеличиваться, пока не слились бы между собой и не образовали единый Баренцевский ледниковый шит, подобный Гренландскому. Материалы по донным отложениям Арктического бассейна и северной Атлантики показывают, что в позднем плицене там отлагались айсберговые осадки [20]. Это подтверждает возможность существования Баренцевского ледникового шита в акчагыльско-апшеронское время. Он мог преградить сток рекам, протекавшим на север. Перед фронтом ледников, вероятно, возникали приледниковые озера, получившие сток на юг. Основной рекой, питавшей акчагыльский и апшеронский бассейны, была, возможно, Ергень-река, протекавшая через современные водосборные бассейны Оки и Дона [3]. В последние годы было показано сложное строение ергенинской толщи, отлагавшейся в течение длительного времени, но ее верхние горизонты относятся все-таки к позднему плицену. Ергень-река не могла повернуть в сторону Черноморской котловины, поскольку долина нижнего Дона тогда еще не существовала, а кряж Карпинского – восточное продолжение Донского кряжа – был выражен в рельефе.

Солевой запас бассейна продуктивной толщи сохранился в акчагыльском бассейне, но он был растворен в значительно большем

объеме воды. Поэтому соленость уже не была слишком высокой, а экологические условия благоприятствовали развитию морской фауны. Правда, ее вселению препятствовала полная изоляция от Мирового океана, но можно предположить, что несколько представителей средиземноморской фауны проникло в бассейн пассивно, через соляные озера, существовавшие тогда в пределах внутренней Анатолии и Армянского нагорья.

К концу среднеакчагыльского времени эволюционное развитие первоначальных вселенцев привело к образованию весьма своеобразной эндемичной фауны моллюсков, включавшей десятки видов и несколько новых родов.

В позднеакчагыльское время, вероятно, начался периодический сток на запад через район Маньча. Это вызвало снижение уровня акчагыльского бассейна, опреснение и сильное обеднение фауны. В дальнейшем возникла новая, апшеронская, фауна. Апшеронский бассейн явился наследником акчагыльского; он существовал весьма длительное время. По Маньчской низине акчагыльская фауна проникла в Азовский бассейн. Поскольку в него тогда не впадал Дон, испарение с водной поверхности превышало сумму атмосферных осадков и притока, а соленость Азовского бассейна была больше, чем соленость основной акватории куяльницкого бассейна. Именно поэтому акчагыльская фауна, образовавшаяся в водоеме с относительно высокой соленостью, не вышла за пределы Азовского бассейна.

Из дальнейших событий удалось проанализировать пока только позднечетвертичную историю Понто-Каспия [11]. За время позднего плейстоцена и голоцена в Каспийской котловине было три трансгрессии (позднехазарская, хвальнская и новокаспийская) и две разделявших их регрессии (ательская и мангышлакская). Позднехазарская трансгрессия происходила во время микулинского межледниковья [19], а новокаспийская - в голоцене: наиболее древние датировки ее береговых линий 6,5-7,5 тыс. лет [7,8]. Эти трансгрессии связаны с изменениями климата, который во время межледниковий и в голоцене был более влажным, чем во время оледенений. Особенно засушливые климаты господствовали во время конечных этапов оледенений [6]. В те периоды оледенений, когда не было значительных изменений водосборного бассейна и притока ледниковых вод, бессточные озера, в том числе Каспий, регрессировали. Именно этим объясняются ательская и мангышлакская регрессии. Во время последней уровни Каспия в условиях сухого позднеледникового климата опускались примерно на 40 м ниже современного уровня [14].

Хвальнскую трансгрессию нельзя объяснить влиянием климата. По радиоуглеродным данным, она происходила в интервале от 18 до 13 тыс. лет назад [7, 8], когда климат не становился более влажным. Радиоуглеродные датировки подтверждаются данными по новейшей тектонике (хвальнские береговые линии имеют весьма незначительные деформации [18]) и по археологии (стоянка Кизил-

лай на Краснодарском полуострове, приуроченная к самой высокой береговой линии хвалынской трансгрессии, датируется самым концом палеолита – капсийской культурой [15]).

Датировки хвалынской трансгрессии совпадают с датировками максимальных стадий валдайского оледенения [4]. Барьер из ледников, тянувшийся от Валдайской возвышенности до Урала, преграждал сток в северном направлении. Перед фронтом ледников возникали приледниковые озера, имевшие сток на юг – в бассейн Волги. К водосбору Каспия принадлежали также значительные части ледниковых шитов вплоть до их главного ледораздела, проходившего через северную часть Ботнического залива, Кольский полуостров и юго-восточную часть Баренцева моря к южному о-ву Новой Земли. В результате площадь Каспия возросла до 950 тыс.км², а его уровень повысился до отметки +48 м. Достичь таких больших размеров, оставаясь бессточным, Каспий смог потому, что за предыдущее, ательское время в Маньчской долине образовалась перемычка, сложенная отложениями континентальных дельт Большого Егорлыка, Калауса и других водотоков. Эта перемычка была прорвана, в результате чего хвалынский бассейн на короткое время (примерно на тысячу лет) стал сточным озером, а его уровень снизился до +22 м.

Когда ледники начали отступать и образовался промежуток между Скандинавским и Новоземельским ледниковыми шитами, возобновился сток на север из водосборных бассейнов Печоры, Мезени и Северной Двины. Уменьшился также приток в Каспий ледниковых вод. В результате размеры хвалынского бассейна резко сократились, а его уровень упал до отметки 0 м. Дальнейшее отступление ледников привело к прекращению стока ледниковых вод на юг – наступила мангышлакская регрессия.

Одновременно с хвалынским бассейном существовал новозевкинский бассейн в Черноморской котловине. Ее порог стока находился гораздо ниже современного уровня моря. Во время изысканий трассы туннеля, который предполагалось проложить под дном Босфора в Стамбуле, выяснилось, что пролив заполнен мощной толщей четвертичных отложений, а его коренное ложе залегает примерно на 100 м ниже современного уровня моря [21]. Когда во время максимальных стадий валдайского оледенения уровень океана снижался более чем 100 м, новозевкинский бассейн превращался в сточное озеро, уровень которого определялся отметкой порога стока в Босфоре.

Огромная площадь водосбора и малые размеры новозевкинского бассейна (по сравнению с хвалынским бассейном) не позволяли ему превращаться в бессточное озеро даже тогда, когда не было притока ледниковых вод. Во время максимума валдайского оледенения ледниковые воды поступали в новозевкинский бассейн через р.Днепр с обширного сектора Скандинавского ледникового щита. Тогда же в течение короткого времени происходил сток по Маньчско-Азовской реке из хвалынского бассейна.

В условиях холодного и сухого климата ледниковой эпохи два соседних бассейна вели себя совершенно различно. Озеро, бывшее почти все время бессточным (хвальнский бассейн), повышало свой уровень под влиянием увеличения водосборного бассейна и притока ледниковых вод. Эти же факторы вызывали снижение уровня сточного озера (новоэвксинский бассейн). Увеличение притока в сточное озеро привело к увеличению стока из него, к усилению эрозии порога стока и к уменьшению его отметок.

По-разному менялась также соленость обоих бассейнов. Современный запас солей в Каспии сформирован в результате накопления солей, приносимых реками [13]. Na^+ , K^+ и Cl^- оставались в растворе, а большая часть Mg^{2+} и SO_4^{2-} выпадала в осадок в виде соединений типа гипса (CaSO_4), магнезиального кальцита и доломита [$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$]. Это могло происходить при довольно низкой минерализации. В осадок почти полностью выпадал также CaCO_3 . Общий запас солей в каспийских водах постепенно повышался, но соленость менялась обратно пропорционально изменениям объема водной массы. В хвальнское время значительная масса солей была сброшена из Каспия по Маньчско-Азовской реке, но кратковременность стока по последней не позволила минерализации снизиться слишком сильно. Новоэвксинский бассейн был сточным озером гораздо дольше, чем хвальнский. Поэтому он стал почти пресным — минерализация не превышала 2 – 3%.

В ближайшие годы предполагается провести палеогеологический анализ также для других бассейнов, существовавших в Каспийской и Черноморской котловинах. Это позволит более обоснованно судить о причинах изменений их размеров, уровней и соленостей на протяжении всего неогена и четвертичного времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н.И. Босфор и Дарданеллы. Избр. труды, т.4, М., "Наука", 1965.
2. Батурин В.П. Палеогеография по терригенным компонентам. Баку – Москва, 1937.
3. Васильев Ю.М. Соотношение морских и континентальных верхнеплиоценовых отложений Прикаспия и Ергеней. – "Изв. АН СССР, Сер. геол.", 1962, № 12.
4. Вознячук Л.Н., Арсланов Х.А. К палеогеографии и геохронологии эпохи валдайского оледенения на территории Белоруссии. – В кн.: Хронология ледникового века. Л., 1971.
5. Вассоевич Б.Н. Образование нефти в терригенных отложениях (на примере чокракско-караганских слоев Терского передового прогиба). – "Труды ВНИГРИ", 1958, т. 128.
6. Гричук М.П., Гричук В.П. О приледниковой растительности на территории СССР. – В кн.: Перигляциальные явления на территории СССР. М., Изд-во МГУ, 1960.
7. Зубаков В.А. Поправка к тезисам. – В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.

8. Каплин П.А., Леонтьев О.К., Парунин О.Б., Рычагов Г.И. Абсолютный возраст позднеплейстоценовых отложений Каспийского моря по данным радиоуглеродного метода. – В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.
9. Квасов Д.Д. О предполагаемой нефтеносности верхнемiocеновых отложений Северного Каспия. – "Изв. Всесоюз. географ. об-ва", 1965, т. 97, № 6.
10. Квасов Д.Д. Водный баланс среднеплиоценового Каспия. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1966, т. 41, № 6.
11. Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., "Наука", 1975.
12. Квасов Д.Д., Ананова Е.Н., Борисов А.А., Дибнер В.Д. О палеогеографии восточной Европы в акачагыльско-апшеронское время. – "Вестн. ЛГУ", 1969, № 6.
13. Квасов Д.Д., Жаковшикова Т.К. Формирование солевого состава вод Каспийского моря. – В кн.: Химико-океанографические исследования морей и океанов. М., "Наука", 1974.
14. Маев Е.Г., Лебедев Л.И. Новые данные о послехвалынской регрессии Каспийского моря. – "Океанология", 1963, т. 3, № 1.
15. Ранов В.А. Каменный век Таджикистана, вып. 1. Палеолит. Душанбе, 1965.
16. Стрелков С.А. О границах Арктического бассейна в неогене. – В кн.: Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий. Л., Гидрометеиздат, 1968.
17. Туголесов Д.А. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря. – "Изв. АН СССР, Сер. геол.", 1948, № 6.
18. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. – "Труды ГИН АН СССР", 1957, т. 10.
19. Федоров П.В. Подразделение хазарских отложений и их положение в шкале Каспийского плейстоцена. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1972, т. 47, № 2.
20. Herman Y. Arctic paleo-oceanography in Late Cenozoic time. – "Science", 1970, v. 169, N 3944.
21. Scholten R. Role of Bosphorus in Black Sea chemistry and sedimentation. – In: The Black Sea: its geology, chemistry and biology. – "Amer. Assoc. Petrol. Geol.", USA, 1974.

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНАЯ ИСТОРИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ И РАЗВИТИЕ ЮЖНЫХ МОРЕЙ ЕВРОПЫ

При изучении новейшей геологической истории бассейнов Понто-Каспия и Средиземного моря особое значение приобретают исследования Черного моря. В стратиграфическом разрезе плейстоцена Черного моря наблюдаются отложения с каспийской фауной моллюсков и отложения с фауной Средиземного моря, которые в той или иной мере можно увязать с подразделениями средиземноморского плейстоцена и с каспийской хроностратиграфической шкалой. Имеющиеся сейчас материалы свидетельствуют о многократных вторжениях как каспийских, так и средиземноморских вод во впадину Черного моря, где развивались то трансгрессии и регрессии каспийского типа, то трансгрессии, связанные с планетарными гляциоэвстатическими трансгрессиями.

Наибольший интерес представляют последние страницы истории Черного моря. Благодаря новым материалам по геологии шельфа удастся более детально рассмотреть такие существенные явления, как закономерности осадконакопления, смены фаун моллюсков, изменения уровней и солености и т.д. Комплексное изучение материалов бурения, проведенное в последние годы на акватории Черного и Азовского морей [10, 15], в том числе и в Керченском проливе [9, 14], позволяет не только дополнить существующие представления, но и несколько изменить их.

Крупнейшим событием в истории Черного моря явилась карангатская трансгрессия, с которой связано самое большое (до 30%) осолонение моря и расселение наиболее солонолюбивой и теплолюбивой фауны моллюсков за четвертичный период [6]. Это дало основание еще Н.И. Андрусову [1] сопоставлять карангатскую трансгрессию с тирренской трансгрессией Средиземного моря. Сейчас имеется возможность коррелировать карангат с неотирреном (ульджой) не только на основании сходства фаун моллюсков и палеогеографических данных, но и исходя из абсолютных датировок, согласно которым карангат оценивается в 80–90 тыс. лет (см. статьи А.Б. Островского с соавторами в наст. сб.), а неотиррен (ульджа) – от 80 до 100 тыс. лет [17]¹.

Карангатские отложения с достаточно солонолюбивой фауной распространены в пределах Азовского моря, северо-западной части Черного моря, в низовьях Днепра, Дона и в западной части Маньчской долины, что позволяет говорить о меньшем, чем современный, притоке речных вод с Русской равнины и отсутствии сброса каспийских вод в момент максимума трансгрессии.

¹ Надо заметить, что для неотиррена и карангата имеются и более молодые даты.

Оценка всех геологических, палеонтологических и палеогеографических данных показывает, что карангатская трансгрессия была связана с планетарной межледниковой трансгрессией Средиземного моря (океана). Это также подтверждается приведенными выше абсолютными датировками, согласно которым неотиррен (ульджа) отвечает рисс-вюрмскому межледниковью, а не среднеюрмскому интерстадиалу, как принималось ранее многими исследователями. При сравнении карангатской трансгрессии с более ранней, узунларской, обращает на себя внимание отсутствие у первой предшествующей каспийской фазы. Если узунларская трансгрессия с обедненной средиземноморской фауной и подчиненными каспийскими элементами развивалась непосредственно за древнеэвксинской трансгрессией, охарактеризованной исключительно каспийской фауной нижнехазарского типа, то карангатская трансгрессия развивалась непосредственно за послеузунларской регрессией. Ей не предшествовала фаза каспийской трансгрессии. Отложения, непосредственно предшествовавшие карангатским, на Керченском полуострове представлены лиманными осадками, постепенно переходящими в низы карангата (эльтигенский разрез), или дельтовыми отложениями, уже содержащими эвригалинных представителей карангатской фауны (Чокракское озеро), а на Кавказе — аллювиальными и склоновыми образованиями (устье р.Агой).

Если учесть, что послеледниковой черноморской фазе, как и узунларской, предшествовала трансгрессия каспийского типа (новоэвксинская), но отсутствие такой фазы у карангата выглядит довольно загадочно. В предкарангатскую (послеузунларскую) регрессию, отвечавшую, вероятно, "рисской регрессии" Средиземного моря (между эутирреном и неотирреном), по-видимому, произошли значительный размыв ложа Босфорского пролива и его переуглубление до отметок -80-100 м [19]¹, что лимитировало максимальный уровень предкарангатской трансгрессии каспийского типа, если такая вообще имела место.

В конце карангатского времени началось постепенное снижение уровня моря. К этому моменту, вероятно, относится нижняя погребенная почва, сформированная непосредственно на кровле морских карангатских слоев (Эльтиген, Чокракское озеро). В западном Маньче на карангатских отложениях залегают осадки с каспийской фауной моллюсков, которые Г.И.Попов [8] называет гирканскими. Последние могли отлагаться только после снижения уровня карангатского моря. По мнению Ю.М.Васильева и автора данной статьи [3, 12], они отвечают части верхнехазарского горизонта Каспия.

Достоверных данных о наличии именно этих отложений в области Азовского и Черного морей нет, если не считать двух весьма спорных разрезов у хут.Малый Кут и у основания косы Чушки. Новые данные о последнем разрезе приведены недавно Г.И.Поповым [9]. Наряду с раковинами средиземноморских и пресноводных моллюсков им указывается *Didacna cristata* (Bog), которая, по его мнению, яв-

¹ Указанный автор относит это событие к вюрму [.

ляется характерной для гиркана Прикаспия и Маньча. Надо сказать, что эта форма всегда рассматривалась всеми как типичная раннехвальнская. Однако в образце¹ из слоя, залегающего на 2–2,5 м выше уровня моря, в 1,5 км севернее основания косы Чушки, под толщей покровных суглинков вместе с массой раковин *Cardium edule* L., мелких *Ostrea edulis taurica* Siem., *Paphia* cf. *discrepans* Mil., *Corbula gibba* (Oliv.) и других, напоминающих голоценовые, где большая часть их переотложена, встречены не *D. cristata*, а *Didacna ebersini* Fed., характерные для низов нижнехвальнских отложений Северного Прикаспия и Поволжья. Многие из этих мелких раковин не несут следов переотложения.

Несмотря на то, что плохая сортировка материала и сохранность раковин допускают возможность их переотложения, присутствие *D. ebersini* нельзя объяснить иначе, как предположив, что накопление этих отложений может относиться не к "гирканскому", а к раннехвальнскому времени, когда через Маньчскую долину сбрасывались избыточные воды максимума хвальнской трансгрессии. В пользу такого вывода говорит и прислонение этих слоев (террасы высотой 2 м) к карангатской террасе высотой 6–7 м.

До последнего времени послекарангатские образования были известны на суше в виде лессовидных покровных суглинков ("вюрмский лёсс" Украины) или аллювиальных отложений. Бурением в Керченском проливе, проведенном Гидропроектом в 1971–1973 гг., были вскрыты отложения аллювиально-морского (дельтового) генезиса, содержащие древнеэвксинские и карангатские раковины, а также фауну пресноводных моллюсков и солоноватоводных остракод [9, 14]. По мнению Г.И. Попова [9], они являются сурожскими (верхнекарангатскими). Однако соотношение этих отложений с древнеэвксинскими и карангатскими, вскрытыми скважинами (рис. 1)², залегание их в эрозийном врезе глубиной до 60 м и присутствие пресноводных раковин и солоноватоводных остракод позволяют рассматривать их в качестве не морских ("сурожских"), а аллювиально-морских (приустьевых, дельтовых), сформировавшихся в условиях низкого уровня (порядка 70–80 м) моря [14]. Эти отложения и следует определять как послекарангатские субаквальные образования, накопление которых шло во время низкого стояния уровня Черного моря перед началом новоэвксинской трансгрессии.

Значительное понижение уровня Черного моря в послекарангатское время достаточно обосновано, но природа его еще не вполне ясна. Процесс опреснения моря, шедший параллельно с понижением его уровня, и превращение карангатского моря с соленостью около 30‰ в опресненный бассейн каспийского типа, соленость которого, ве-

¹ Образец любезно передан автору Г.И. Горецким в октябре 1974 г.

² Предлагаемый разрез несколько отличается от разреза, опубликованного мной ранее [4, 14], так как данные, полученные осенью 1973 г. по скважинам 42, 43 и 44, позволили иначе интерпретировать осадки, залегающие на новоэвксинских отложениях.

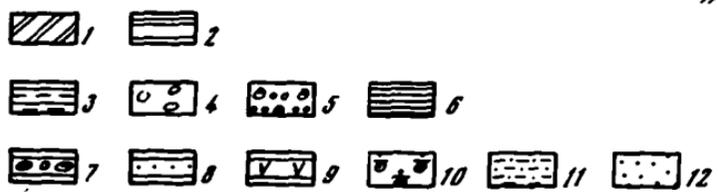
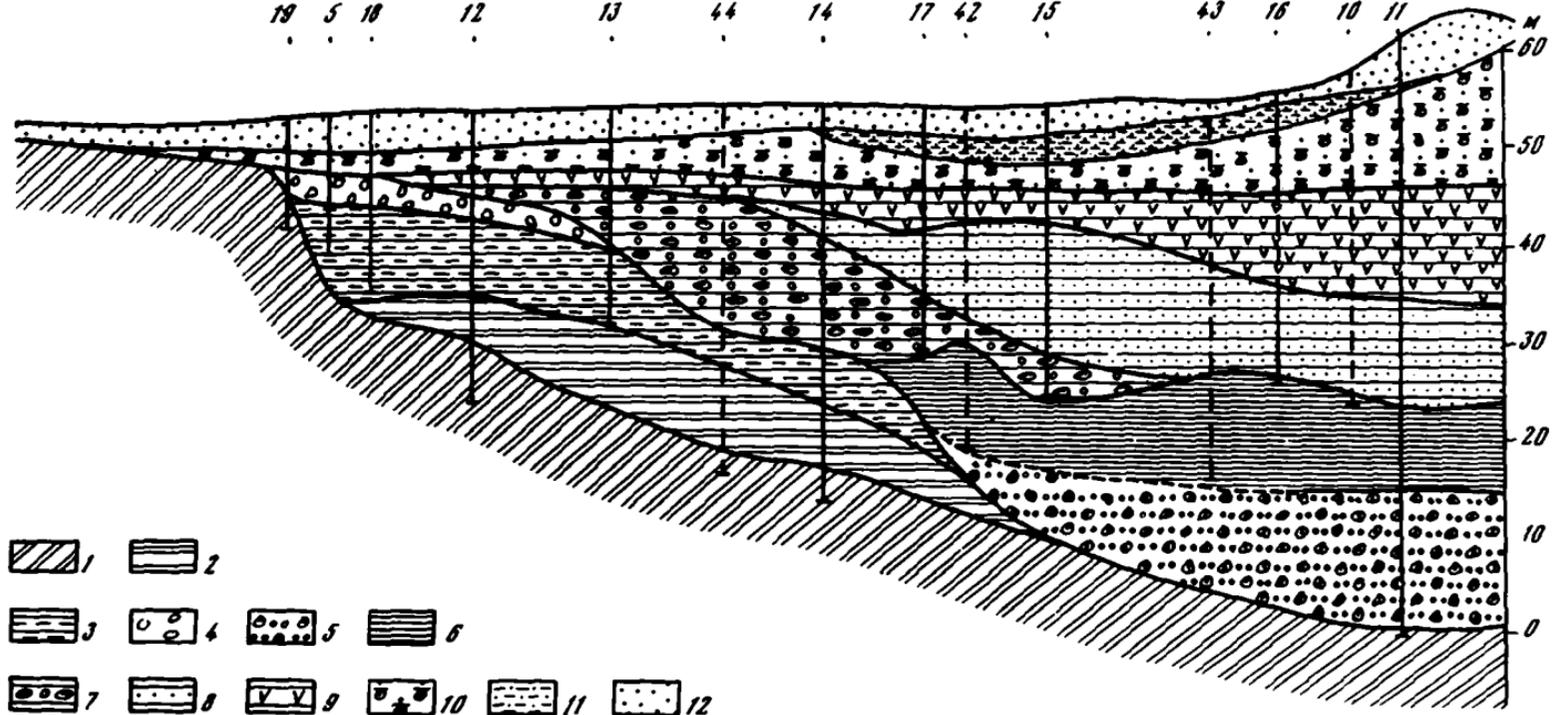


Рис. 1. Схематический геологический разрез донных отложений Керченского пролива (по материалам бурения Гидропроекта 1971-1973 гг.)

1 - миоценовые отложения (глины); слои: 2 - древнеэвксинские (глины), 3 - карангатские нижние (глины), 4 - карангатские верхние (пески с ракушей, ракушечники), 5 - послекарангатские аллювиально-

морские (пески с ракушей), 6 - новоэвксинские (глины), 7 - древнечерноморские (бугазские) (пески глинистые с ракушей), 8 - древнечерноморские (бугазские) (глины и глинистые пески), 9 - древнечерноморские (витязевские) (глинистые пески), 10 - новочерноморские (пески с ракушей), 11 - фанагорийские (глинистые пески), 12 - нимфейские (пески с ракушей)

роятно, была ниже 3‰, обычно связывают с односторонним выносом соленых вод через проливы в Средиземное море, уровень которого понижался в послетирренское (гримальдийское) время. Однако при современном положении Босфорского порога вблизи Стамбула на глубине около 40 м сброс черноморских вод прекратился бы при понижении уровня моря ниже этой отметки. Вероятно этот порог был выше до начала вторжения в Босфор средиземноморских вод, прорывших долину этого пролива в его современном виде.

Бурение в Босфорском проливе около Стамбула показало [19], что днище пролива, врезанное в коренные породы, находится на отметке около -100 м, а выше залегают рыхлые осадки мощностью более 60 м. Стратиграфического расчленения автор не дает, но считает, что вся эта толща включает осадки от карангатских до современных. Эти данные показывают, что понижение уровня Черного моря до 70-80 м можно связывать с глобальной гримальдийской регрессией.

Но надо допускать, что и без столь низкого положения Босфорского порога уровень послекарангатского бассейна продолжал бы снижаться и после достижения им отметок этого порога. Возможно, превратившись в изолированный бассейн, Черное море стало бы развиваться аналогично Каспию и колебания его уровня определялись бы водным балансом, связанным с климатическими изменениями, и не зависели бы от развития планетарной ледниковой регрессии. Такой вывод вытекает из рассмотрения последующей новоэвксинской трансгрессии, развивавшейся от отметок -70 ÷ -80 до -15 ÷ -20 м (максимального уровня трансгрессии) в пределах времени от 22 до 10-11 тыс. лет назад [15, 18].

В новоэвксинских отложениях открытого моря присутствуют представители обедненной каспийской фауны и пресноводные элементы. Однако в них нет каких-либо признаков даже самых эвриталинных организмов из Средиземного моря; это определенно указывает на то, что развитие этой трансгрессии протекало вне связи с гляциоэвстатической трансгрессией океана и Средиземного моря и по своей природе было аналогично трансгрессиям Каспия. Новоэвксинская трансгрессия развивалась приблизительно в тот же отрезок времени, что и позднехвалынская. Особенно наглядно эта синхронность наблюдается для максимальных уровней позднехвалынской (около 11-12 тыс. лет назад) (см. статью П.А. Каплина с соавторами в наст. сб.) и новоэвксинской (около 10-11 тыс. лет назад) (см. статьи А.Б. Островского с соавторами в наст. сб.) трансгрессий. Поэтому, оценивая предшествовавшую, послекарангатскую регрессию, есть основание связывать ее с гримальдийской регрессией.

Смена новоэвксинского бассейна Черноморским, согласно прежним представлениям, была постепенной [2, 6]. Она определялась началом осолонения моря в результате начавшегося поступления соленых вод Средиземного моря (возникновение нижнего босфорского течения) и, согласно новейшим данным, имела место около 9 тыс. лет [4, 18]. Однако в ряде скважин Керченского пролива наблюдается размыв на

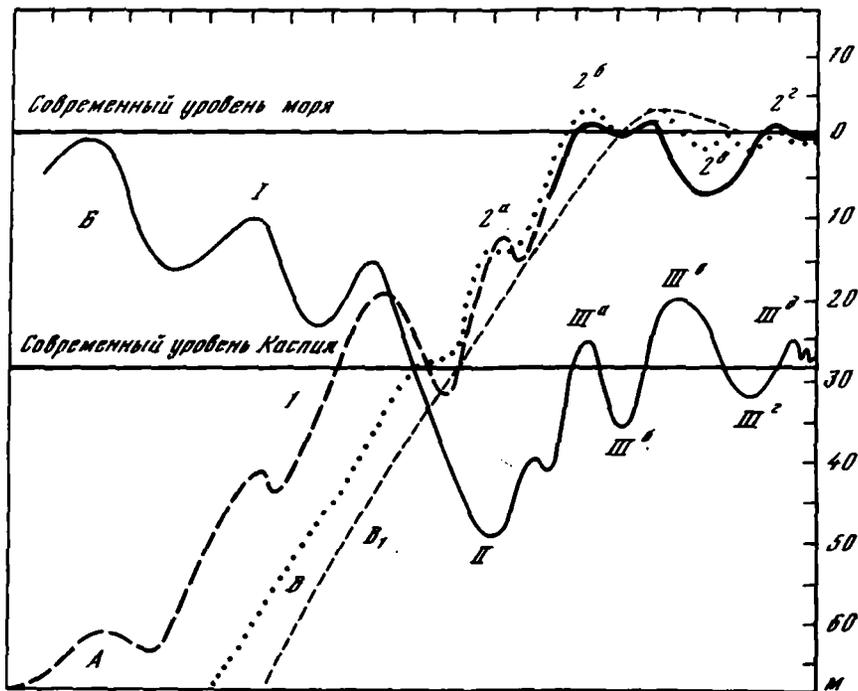


Рис. 2. Схематические кривые колебаний уровней Черного и Каспийского морей в позднем плейстоцене и голоцене

А - Черное море. 1 - новоэвксинская позднеледниковая трансгрессия; 2 - черноморская послеледниковая трансгрессия (фазы: 2^а - древнечерноморская, 2^б - новочерноморская, 2^в - фанагорийская, 2^г - нимфейская)

Б - Каспийское море. I - позднихвалынская трансгрессия (три фазы); II - мангышлакская регрессия; III - новокаспийская трансгрессия (фазы: III^а - ранняя новокаспийская, III^б - челекенская (самурская), III^в - средняя (максимальная) новокаспийская, III^г - дербентская, III^д - поздняя новокаспийская)

В - поздние- и послеледниковые трансгрессии Океана, по Р. Фейбриджу (1962 г.), В¹ - по Мюллер-Беку (1967 г.)

границе новоэвксинских и древнечерноморских (бугазских) отложений, который мог иметь место только в фазу регрессии. Вероятно, надо предполагать, что вслед за максимумом новоэвксинской трансгрессии (не выше $-15 \div -20$ м) около 10 тыс. лет назад началась регрессия в интервале 10-9 тыс. лет назад, после чего на режим Черного моря начала влиять послеледниковая гляциоэвстатическая трансгрессия (рис. 2).

Средиземное море		Н.И. Андрусов [1]. Донные отложения Керченского про- лива	А.Д. Архангельский, Н.М. Страхов [2]. Донные отложения	М.В. Муратов [5]. Отложения террас	Г.И. Попов [8]. Отложения Маньчжурской долины	П.В. Федоров [12]. Отложения террас	Л.А. Невеская [6], Е.Н. Невеский [7]. Прибрежные отложения	П.В. Федоров [13,14]. Донные отложения Кер- ченского пролива и террасы	Г.И. Попов [9]. Донные отложения восточной части Керченского пролива	А.П. Виноградов с соавторами [4]; Е.Дегенс, Д.Росс [18]. Глубоководные отложения	В.Н. Семеновко, Н.Н. Ковалик [10], Ю.П. Хрусталева, Ф.А. Шербаков [15]. Донные отложения Азовского моря	Предлагаемое подразделение (террасы, донные отложения)	Шкала М С К										
Фландрий (последняя транс- грессия)	Голоценовый горизонт Поздний и сред- ний голоцен (0,7 тыс. лет) Сапропелевые илы (7-9 тыс. лет) Темно-серые илы (от 7 до 11 тыс. лет)	Отложения новой морской фазы	Современные отложения	Современные отложения	Современные отложения	Нимфейские слои Фанагорийские слои (регрессия) Новочерномор- ские слои	Джеметинские слои Каламитские (казан- типские) слои Витязевские слои Бугазские слои	Нимфейские слои Фанагорийские слои (регрессия) Новочерноморские слои	Джеметинские слои Фанагорийские слои Каламитские слои	Современные кокколотовые илы (моложе 6-7 тыс. лет)	Новоазовские слои Фанагорийские слои Древнеазовские (каламитские и ви- тязевские) слои (от 3,5 до 7 тыс. лет) Бугазские слои (от 7 до 9 тыс. лет)	Черноморья II Черноморья I	Шкала М С К										
														Древнечерномор- ские слои	Древнечерномор- ские отложения	Древнечерномор- ский горизонт	Черноморский горизонт	Черноморский горизонт	Древнечерно- морские слои	Черноморский горизонт	Витязевские слои Бугазские слои	Древнечерномор- ские (витязевские) слои	Сапропелевые илы (от 6-7 до 8-9 тыс. лет)
Гримальдий (ледниковая регрессия- вюрм)	Верхневюрмский горизонт. Коричне- вые илы (11- 30 тыс. лет) Средневюрмский горизонт. Серые и коричневые илы с прослоями сап- ропелевых илов (30-50 тыс. лет) Нижневюрмский горизонт (50-70 тыс. лет)	Отложения новой пресноводно-кас- пийской фазы	Новоэвксинские отложения	Новоэвксинский ярус	Новоэвксинский горизонт	Новоэвксинские слои	Новоэвксинский горизонт	Новоэвксинские слои	Новоэвксинские слои	Ленточные глины, обедненные органи- ческим веществом (от 10-11 до 22-25 тыс. лет)	Новоэвксинские слои (от 10 до 13 тыс. лет) Евпальские слои	Новоэвксин II Новоэвксин I	Верхний плейстоцен										
														Сурожский горизонт	Отложения после- карангатской регрессии	Послекарангатский горизонт (тарханкутские слои)	Послекарангатские слои	Сурожские (верхне- карангатские) слои	Послекарангатские отложения				
																				Послекарангатский горизонт			
Неотиррен (тиррен-III, уль- да, межледнико- вая трансгрессия рисс-вюрм)	Рисс-вюрмский горизонт (70-100 тыс. лет)	Отложения древ- ней морской фазы (тирренские)	Карангатские отложения	Карангатский ярус	Карангатский горизонт	Карангатский горизонт	Верхнекаран- гатские слои Среднекаран- гатские слои Нижнекаран- гатские (тобечик- ские) слои	Карангатский горизонт	Верхнекаран- гатские слои Нижнекаран- гатские слои	Карангатские отложения	Карангат II Карангат I												
Ледниковая регрессия (рисс?)			Перерыв			Отложения после- узунарской регрессии		Перерыв (послеузунар- ская регрессия)				Средний плей- стоцен											

Таким образом, в отличие от Каспия, где за позднехвалынской трансгрессией с уровнем -2 м последовало постепенное снижение уровня с трансгрессивными фазами -11 м и -16 м, достигшее в мангышлакскую регрессию отметки -50 м, в Черном море ход изменений уровня, аналогичный Каспию, был коренным образом перестроен начавшимся вторжением средиземноморских вод. С этого момента (около 9 тыс. лет назад) черноморская послеледниковая трансгрессия развивалась параллельно с фландрской трансгрессией Средиземного моря. В результате эродировавшего влияния нижнего босфорского течения за это время должен был снизиться водораздел в Босфоре около Стамбула и была выработана долина, днище которой снижается от отметок $-35 \div -40$ до $-80 \div -90$ м при выходе к Черному морю.

Развитие черноморской послеледниковой трансгрессии достаточно освещено исследованиями последних лет [4, 6, 7, 11, 13, 14, 15, 18]. Отмечу лишь, что в ходе этой трансгрессии (рис. 2) отчетливо выделяются две фазы: древнечерноморская - начало трансгрессии, когда уровень моря и его соленость были ниже современных, и новочерноморская (или позднечерноморская), соответствующая максимуму трансгрессии (с отдельными осцилляциями), во время которой уровень превысил современный на $2-2,5$ м, а его соленость была несколько больше современной.

В настоящее время имеются две стратиграфические шкалы для послеледниковых отложений Черного моря, основанные на изучении донных осадков и береговых террас с учетом материалов по донным осадкам [11, 12, 14]. На прилагаемой таблице делается попытка сопоставления этих шкал и предлагается проект общей шкалы.

Рассматривая всю плейстоценовую историю Черного моря, можно подметить определенные закономерности развития трансгрессий, где каспийские фазы предшествовали средиземноморским. Так, за древнеэвксинской ранней трансгрессией следовала палеоузунларская трансгрессия, связанная, вероятно, с палеотирренской трансгрессией Средиземного моря, а за древнеэвксинской поздней - узунларская, вызванная эутирренской трансгрессией. Если существовала каспийская фаза, предшествовавшая карангатской трансгрессии, то она, вероятно, имела максимальный уровень ниже $-50 \div -70$ м. Возможно, это определялось размывом и углублением Босфорского пролива во время послеузунларской регрессии [19], связанной с "рисской регрессией" Средиземного моря. Классическим примером последовательности каспийской и средиземноморской фаз в Черном море является рассмотренная выше его новейшая история.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н.И. Геологическое строение дна Керченского пролива. - Избр. труды, т. 4, М., "Наука", 1965.
2. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1938.

3. Васильев Ю.М., Федоров П.В. О стратиграфическом положении верхнехазарских отложений Нижнего Поволжья в единой шкале Каспийской области. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1965, № 12.
4. Виноградов А.П., Гриненко В.А., Устинов В.И. Изотопный состав соединений серы в Черном море. - "Геохимия", 1962, № 10.
5. Муратов М.В. Континентальные четвертичные отложения Крыма, их соотношения с морскими террасами и возраст. - "Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР", 1967, № 33.
6. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двусторчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М., "Наука", 1965.
7. Невеский Е.Н. Процессы осадконакопления в прибрежной зоне моря. М., "Наука", 1967.
8. Попов Г.И. Четвертичная система. - В кн.: Геология СССР, т. 46, ч. 1. М., "Наука", 1970.
9. Попов Г.И. Новые данные по стратиграфии четвертичных морских отложений Керченского пролива. - "ДАН СССР", 1973, т. 213, № 4.
10. Семененко В.Н., Ковалюх Н.Н. Абсолютный возраст верхнечетвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа. - "Геол. журн.", 1973, т. 33, № 6.
11. Федоров П.В. О современной эпохе в геологической истории Черного моря. - "ДАН СССР", 1956, т. 110, № 5.
12. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. - "Труды ГИН АН СССР", 1963, вып. 88.
13. Федоров П.В. Последние страницы геологической истории Черного моря в связи с развитием планетарных трансгрессий. - В кн.: Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. Новая Зеландия, 1973.
14. Федоров П.В. Геологическая история Керченского пролива в связи с новыми данными бурения на его дне. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1973, т. 48, № 5.
15. Хрусталеv Ю.П., Шербаков Ф.А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Изд-во РГУ, 1974.
16. Шимкус К.М. Осадкообразование в Средиземном море в позднечетвертичное время. Автореф. канд. дис. М., 1972.
17. Choubert G., Faugères Muret A. Anti-Atlas occidental et central. - In: Colloque international sur les correlations du Pre-Cambrien Agadir-Rabat, 3-23 Mai 1970. Ed. Service geol. Maroc. Rabat, 1970.
18. Begens E., Ross D. Chronology of the Black Sea over the last 25 000 years. - "Chem. Geol.", 1972, v. 10, N 1.
19. Scholten R. Role of Bosphorus in Black Sea chemistry and sedimentation. - In: The Black Sea: its geology, chemistry and biology. - "Amer. Assoc. Petrol. Geol.", USA, 1974.

ХРОНОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПОНТО-КАСПИЯ

(по данным абсолютного датирования)

К настоящему времени благодаря работам большого коллектива исследователей плейстоценовая история Понто-Каспия изучена довольно хорошо: существуют схемы стратиграфического расчленения четвертичных отложений и схемы корреляций осадков Черноморского и Каспийского бассейнов, выявлены основные этапы эволюции органического мира, имеются сведения о положении уровней морей в различные эпохи плейстоцена, зарегистрированы изменения высотного положения береговых линий в результате неотектонических движений и т.д. Однако ряд вопросов истории Понто-Каспия остается неясным или спорным. К ним можно отнести количество, возраст и периодичность трансгрессивно-регрессивных фаз Понто-Каспия в плейстоцене, размах колебаний их уровней, связь трансгрессий и регрессий с оледенениями Русской равнины и Кавказа и с колебаниями уровня Мирового океана, соотношение изменения уровней Черного и Каспийского морей и некоторые другие. Решение этих проблем возможно лишь на основе получения нового фактического материала путем использования классических методов исследований с данными абсолютного датирования и палеомагнетизма.

Ниже приводятся результаты наших работ, выполненные за последние восемь лет, касающиеся некоторых проблем из числа отмеченных выше, главным образом по каспийскому и частично черноморскому регионам.

ХРОНОЛОГИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНА ПОНТО-КАСПИЯ

В настоящее время имеются данные по абсолютному возрасту плейстоценовых отложений Понто-Каспия, полученные разными методами: радиоуглеродным, термолюминесцентным, уран-иониевым. Сводные данные по результатам абсолютных датировок, приведенные в таблице, свидетельствуют о том, что, во-первых, не все четвертичные отложения равномерно охарактеризованы абсолютными датировками, и, во-вторых, различные методы дают неоднозначные результаты (это особенно относится к датировкам верхнехазарских и нижнехвалынских отложений). Оба эти обстоятельства, конечно, должны быть учтены при составлении хронологической шкалы плейстоцена Понто-Каспия.

Переходя к анализу таблицы, следует отметить, что в ней не приведены данные по палеомагнетизму бакинских отложений, которые сводятся к следующему: во всех изученных разрезах (гора

"бакинского яруса" на Апшеронском полуострове, Черный Яр и Копановки на Нижней Волге, балка Горький Ерик на северо-восточном берегу о.Баскунчак) бакинские отложения имеют прямую остаточную намагниченность, позволяющую отнести время их формирования к эпохе Брунеса. Таким образом, возраст бакинских осадков, по данным палеомагнетизма, не более 690 тыс. лет.

О раннеплейстоценовом возрасте бакинской трансгрессии свидетельствуют и абсолютные датировки образцов бакинских отложений из перечисленных разрезов, полученные термолюминесцентным методом: от 400 ± 48 (Черный Яр) до 480 ± 53 тыс.лет (Горький Ерик).

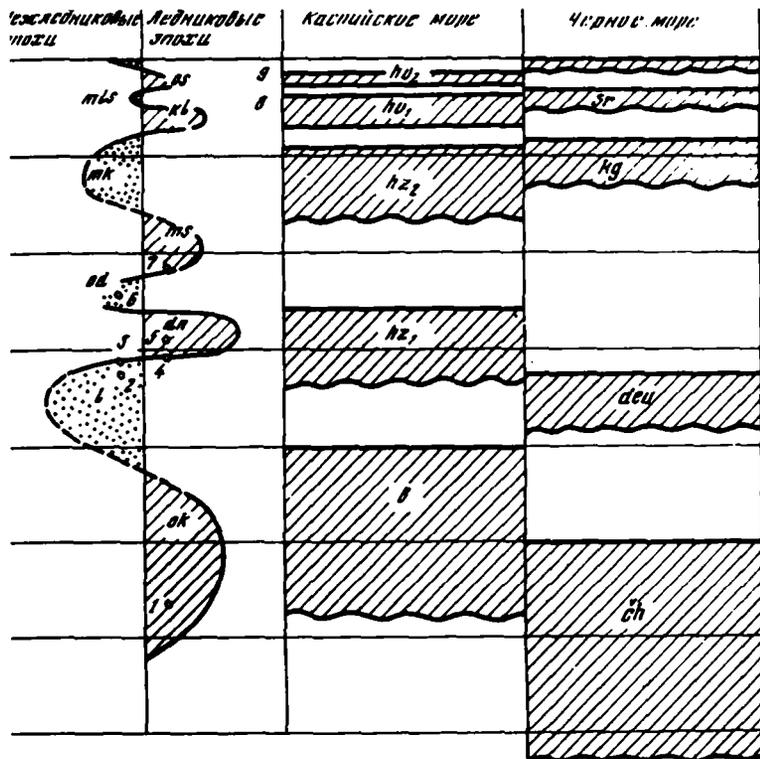
Нижнехазарские осадки охарактеризованы только двумя датировками, согласно которым раннехазарская трансгрессия имела место от 144 ± 17 (р. Ачису, Дагестан) до 340 ± 38 тыс.лет назад (р.Манас, Дагестан). По уран-иониевому методу (данные Х.А.Арсланова), нижнехазарские отложения Ачису имеют возраст более 250 тыс. лет.

Возраст верхнехазарских осадков, определенный термолюминесцентным методом, лежит в интервале от $91 \pm 17,3$ (Золотухино, Нижняя Волга) до $254 \pm 30,6$ тыс.лет (Дагестан, р. Шура-Озень). По радиоуглероду раковин моллюсков, возраст верхнехазарских отложений неправдоподобно мал - от 25 до 30 тыс. лет. По-видимому, следует сделать вывод, что радиоуглеродный метод для датирования верхнего хазара непригоден.

Абсолютные датировки (в тыс. лет) каспийских плейстоценовых отложений

Время	Метод датирования	
	по C ¹⁴	по ТЛ
nk	От 0,2 до 6,4 (15)	
hv ₂	От 9,7 до 15,5 (8)	От 14,6 ($\pm 2,1$) до 18,5 ($\pm 2,6$) (5)
hv ₁	От 11,3 до 18,46 (10)	От 42,0 ($\pm 5,0$) до 71,0 ($\pm 10,0$) (4)
hz ₂	От 25,3 ($\pm 2,0$) до 30,7 ($\pm 1,5$) (3)	От 91,0 ($\pm 17,3$) до 254,0 ($\pm 30,6$) (5)
hz ₁		От 144,0 (± 17000) до 340,0 (± 38000) (2)
b	> 40000 (1)	От 400,0 (± 48000) до 480,0 (± 53000) (4)

Примечание. В скобках указано количество датировок.



соотношения каспийских и черноморских трансгрессий с ледниками эпохами Русской равнины

рас: 1 - перемытой окской морены (Чекалин, р. Ока) - 36 тыс. лет, 3 - 324 тыс. лет; 4 - днепровской морены (о, Калужской обл.) - 310 тыс. лет; 5 - днепровской морены (ин, р. Ока) - 280 тыс. лет; 6 - одинцовских озерных отложений (Сатино, Калужской обл.) - 242 тыс. лет; 7 - московской (Сатино, Калужской обл.) - 221 тыс. лет; временные даты по С.Л. Бреславу, Е.П. Зарриной, И.И. Краснову [2]: 8 - тыс. лет, 9 - 8-24 тыс. лет.

большое количество датировок имеется для нижнехвалыньских отложений. Однако, несмотря на это, положение раннехвалыньской трансгрессии в хронологической шкале остается спорным и не решается окончательно. По радиоуглероду раннехвалыньская трансгрессия имела возраст от 10 до 13 тыс. лет назад. Лишь два образца из десяти имеют более древний возраст: 15,8 (Черный Яр) и 18,5 тыс. лет (ухино).

"молодость" отложений и непродолжительность раннехвалыньской трансгрессии косвенно указывают и такие факты, как малая

мощность хвалыньских осадков и незначительная деформированность нижнехвалыньской береговой линии. Иные результаты, более совпадающие с традиционными представлениями о времени проявления хвалыньской трансгрессии Каспия, получены термолюминесцентным методом. Согласно данным термолюминесценции, раннехвалыньская трансгрессия имела место от 42 ± 5 (берег Каспийского моря близ устья р. Манас) до 71 ± 8 тыс. лет назад (Черный Яр).

По мнению большинства авторов статьи, несмотря на многочисленность и "кучность" радиоуглеродных датировок нижнехвалыньских отложений, предпочтительнее (исходя из палеогеографических и некоторых других данных), по-видимому, доверять термолюминесцентным датировкам и считать, что раннехвалыньская трансгрессия имела место от 35 до 65 тыс. лет назад.

Значительно более близкие результаты получены для верхнехвалыньских отложений (см. таблицу). Согласно имеющимся датировкам, позднехвалыньская трансгрессия имела место от 10 до 20 тыс. лет назад. Лишь одна термолюминесцентная датировка - $38 \pm 4,2$ тыс. лет (оз. Малый Турали, Дагестан) - выходит за указанный предел. По-видимому, это связано с эффектом "памяти" в молодых осадках, образовавшихся в очень короткие отрезки времени за счет размыва и переотложения более древних (в данном случае - нижнехвалыньских).

Большое количество радиоуглеродных датировок имеется для новокаспийских отложений, что позволяет не только определить возраст новокаспийской трансгрессии в целом, но и возраст отдельных ее стадий (рис.). Согласно этим датировкам, вторая (снизу) стадия имела место 5,4-6,4, третья - 3,0-3,4, четвертая - около 200 тыс. лет назад. Исходя из этих данных и используя результаты исследований А.В. Шнитникова [10] о 1850-летнем цикле периодов увлажнения, можно полагать, что первый пик новокаспийской трансгрессии имел место около 8, а предшествовавшая ему послехвалыньская регрессия - около 9 тыс. лет назад, знаменуя начало голоцена.

Таким образом, на основании имеющихся результатов абсолютных датировок сегодня может быть предложена следующая геохронологическая шкала (в тыс. лет назад) плейстоцена Каспийской области:

Новокаспийская трансгрессия	
последний пик	0,17
третий пик	около 3,0
второй пик	около 6,0
первый пик	около 8,0
Наинизший уровень послехвалыньской регрессии	около 9,0
Позднехвалыньская трансгрессия	от 10 до 20
Раннехвалыньская трансгрессия	от 35 до 65
Верхний хазар	более 90
	(возможно, до 250)
Нижний хазар	более 250
Баку	400-500 (не старше 700)

Для Черноморского бассейна количество определений абсолютного возраста отложений гораздо меньше, чем для Каспия. В последние годы палеомагнитные исследования и датирование некоторых горизонтов термолюминесцентным и уран-иониевым методами были проведены по инициативе В.А.Зубакова [5], около 20 радиоуглеродных датировок получено в Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ.

Палеомагнитными исследованиями в Восточной Грузии, выполненными В.А.Зубаковым и В.В.Кочегурой, выявлено, что зона магнитной инверсии Матуяма-Брюнеса проходит в толще отложений с чаудинской фауной. Термолюминесцентная датировка, равная 600 ± 80 тыс.лет, позволяет идентифицировать эти отложения с нижнебакинскими горизонтами Каспия.

Обратная полярность отмечается для древнеэвксинских слоев Причерноморья. Этот палеомагнитный эпизод сопоставляется В.А.Зубаковым и В.В.Кочегурой с концом лихвинского межледниковья и началом днепровского оледенения, так как полученная из этих слоев дата по термолюминесценции равна 330 ± 58 тыс.лет. К сожалению, эта единственная датировка не позволяет достаточно точно сопоставлять древнеэвксинские и вышележащие слои с хронологической шкалой Каспия.

В настоящее время имеется ряд радиоуглеродных определений по карангатским отложениям. В 1971 г. в Лаборатории ВСЕГЕИ был определен возраст осадков из разреза позднекарангатской террасы на восточном берегу Керченского полуострова. Он оказался равным 32 тыс.лет. С этим результатом согласуется датировка $37,8 \pm 2,2$ тыс.лет, полученная в лаборатории ГЕОХИ АН СССР для нижних горизонтов карангатских отложений западного берега Керченского пролива [1]. Из тех же образований в Лабораторию новейших отложений Географического факультета Л.П.Серебряным был представлен образец раковин, возраст которого оказался равным $23,26 \pm 0,3$ тыс.лет. Однако рентгено-структурный анализ показал, что раковины образца на 90% перекристаллизованы, и поэтому нужно считать полученную дату сильно омоложенной. Нам неизвестно, подвергались ли такому анализу два упомянутых других образца, но думается, что и они омоложены. 10 радиоуглеродных определений возраста карангатских раковин моллюсков были выполнены в Киевской радиоуглеродной лаборатории [8]. Все они указывают на то, что карангатские отложения образовались в период от 37 до 27 тыс.лет назад. Однако и в этом случае нет уверенности в том, что образцы не были омоложены. На наш взгляд, большего доверия заслуживает датировка карангатских раковин из эльтигенского разреза, полученная Х.А.Арслановым уран-иониевым методом, давшая возраст 70–80 тыс.лет [5]. Основываясь на этой датировке, карангатские отложения можно сопоставить с верхнеказарскими горизонтами Каспия и концом микулинского межледниковья. Н.С.Благоволит, А.Л.Девирц и Л.П.Серебряный [1], основываясь на вышеприведенных радиоуглеродных датировках,

идентифицировали харангатскую трансгрессию со средневалдайским (молого-шехснинским) межледниковьем. Другие осадки этого возраста пока на Черном море не изучены. Скорее всего, средневалдайский возраст имеет сурожская трансгрессия.

Поздневалдайское время, как известно, на Черном море характеризуется глубокой регрессией. Возраст регрессии определяется по образцам, представленным Ф.А. Щербаковым из колонок данных отложений с внешнего края шельфа Южного Крыма (глубина моря 80 м). Наиболее древний образец раковин¹, залегающих на глубине 4,5–4,8 м от поверхности дна, был датирован в $17,78 \pm 2$ тыс. лет. В той же колонке прибрежные отложения из горизонта 1–1,5 м от поверхности дна имеют возраст $13,5 \pm 1,5$ тыс. лет. Раковины, отобранные из илов, залегающих на границе нововоксина и голоцена (бугазско-витязевские слои), датированы $8,55 \pm 0,13$ и $6,84 \pm 0,14$ тыс. лет.

В северо-западной части моря, в 60 км к востоку от Одессы, определен возраст торфяников из скважины, пробуренной близ берега. Торф с глубины 16–16,3 м, по данным анализа, образовался $9,24 \pm 0,38$ тыс. лет назад, а с глубины 10 м – $8,88 \pm 0,29$ тыс. лет назад (образцы представлены М.Ф. Ротарем). Эти определения показывают, что 8–9 тыс. лет назад уровень Черного моря был по крайней мере на 20 м ниже современного.

Возраст границы между верхним плейстоценом и голоценом подтверждается датировками раковин из кернов скважин, пробуренных в Керченском проливе Гидропроектом (образцы представили Ф.А. Щербаков и С.И. Скиба). Из горизонтов от 8 до 30 м получены следующие даты: $6,5 \pm 0,25$, $7,69 \pm 0,11$ (бугазско-витязевские слои), $10,8 \pm 0,2$ и $12,3 \pm 0,17$ тыс. лет.

Голоценовая новочерноморская трансгрессия развивалась, как показано Е.Н. Невесским [6], очень бурно. Около 5 тыс. лет назад уровень моря стал близок современному. К сожалению, датировок абсолютного возраста по последнему этапу трансгрессий мало, и поэтому вопрос об обосновании выделенных П.В. Федоровым [9] новочерноморской и нимфейской трансгрессий остается открытым. Во всяком случае уровень моря, судя по полученной нами датировке по торфу (г. Гагра), расположенному на 5 м ниже уреза ($4,8 \pm 0,9$ тыс. лет), 4–5 тыс. лет назад был не выше современного. Вышележащий торф из этого обнажения (1–2 м выше уреза) образовался также в суббореальное время ($3,69 \pm 0,12$ тыс. лет назад). Это указывает на то, что уровень моря и позднее не поднимался над современным уровнем. Близкие значения возраста получены для этой же торфяной залежи в радиоуглеродной лаборатории Тбилисского университета [4].

Интересные сведения о палеогеографии Черного моря в голоцене получены в нашей лаборатории по материалам изотопно-кислородно-

¹ По данным рентгеноструктурного анализа этот и последующие образцы не были перекристаллизованы.

го анализа [7]. Данные изучения изотопов кислорода карбоната раковин моллюсков из донных колонок указывают на неоднократные эпохи увлажнения и иссушения в голоцене Черноморского-Азовского бассейна.

СООТНОШЕНИЕ ТРАНСГРЕССИЙ КАСПИЯ С ОЛЕДЕНЕНИЯМИ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Используя материалы предложенной геохронологической шкалы по Каспию, термолюминесцентные датировки Лаборатории новейших отложений Географического факультета МГУ по центру Русской равнины и данные абсолютной геохронологии позднего плейстоцена по северо-западу Европейской части СССР [2], мы предприняли попытку составить схему соотношений каспийских трансгрессий с оледенениями Русской равнины (см.рис.).

Как видно из таблицы, бакинская трансгрессия довольно четко сопоставляется с концом окского оледенения и лихвинским межледниковьем, а раннехазарская – с днепровским оледенением. Если придерживаться термолюминесцентных датировок, то раннехвалынская трансгрессия хорошо увязывается с первой стадией (калининской) валдайского оледенения, а позднехвалынская – со второй (осташковской). Абсолютные датировки верхнехазарских отложений свидетельствуют о том, что верхний хазар соответствует микулинскому межледниковью и, по-видимому, охватывает отрезок времени, значительно превышающий продолжительность микулинского межледниковья. Это предположение основывается на двух моментах:

1) заведомо, что верхнехазарские отложения, вскрывающиеся на левом берегу р.Шура-Озень (Дагестан), по термолюмию имеют возраст $254 \pm 30,6$ тыс.лет (образец был взят из середины 23-метровой толщи осадков); 2) в пределах Каспийской области мы не находим осадков, соответствующих такому крупному среднеплейстоценовому событию на территории Русской равнины, как московское оледенение. Таковыми, на наш взгляд, могут быть низы верхнего хазара.

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ КАСПИЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Сведения, которыми мы располагаем в настоящее время, не вносят ничего принципиально нового в существующие представления о колебаниях уровня Каспия в ранне- и среднечетвертичное время. Это связано прежде всего с плохой сохранностью осадков этого возраста. Палеоизотопные материалы, полученные в Лаборатории новейших отложений МГУ [3], свидетельствуют о неоднократных изменениях концентрации тяжелого изотопа в водах древнего Каспия, что указывает на усиление притока пресных вод и уменьшение испарения во время трансгрессий и регрессий. Геомор-

фологические же признаки (строго говоря, террасовые уровни) не являются безупречными показателями самостоятельности фаз, формировавших эти уровни.

Что касается позднечетвертичного отрезка, здесь мы располагаем интересным материалом, полученным главным образом по Дагестанскому побережью Каспия при изучении стадияльных береговых линий хвалынских морей. Как известно, на различных участках Каспийского побережья разными исследователями фиксируется от двух до семи береговых линий раннехвалынского и от двух до четырех линий позднехвалынского морей. Их образование обычно связывают с более или менее длительными задержками регрессировавших хвалынских бассейнов или, в крайнем случае, с незначительными положительными подвижками уровней на фоне общей регрессии.

Материалы наших исследований вполне определенно указывают на то, что формирование целого ряда стадияльных хвалынских морских террас и соответствующих им береговых линий протекало в результате относительно крупных по масштабам и длительных по времени трансгрессивных фаз, разделенных продолжительными регрессиями. В подтверждение сказанного приведем следующий фактический материал.

К югу от Махачкалы имеется несколько террас раннехвалынского возраста с четко выраженными в рельефе абразионными уступами, подножья которых, по данным тахеометрического нивелирования, располагаются на абсолютных высотах 57¹, 36¹, 30 и 20 м. Террасы прорезаны долиной р. Черкес-Озень. В том месте, где река прорезает раннехвалынскую морскую террасу, соответствующую максимальной стадии хвалынской трансгрессии, в ее долине наблюдаются 3 вложенные друг в друга ингрессионные террасы, поверхности которых сливаются с береговыми линиями, расположенными на абсолютной высоте 36, 30 и 20 м. Основания аллювиальных свит каждой речной террасы находятся ниже современного врезе реки, местный базис² эрозии которой располагается на абсолютной высоте около 10 м. Отсюда следует, что формированию раннехвалынских морских уровней, с которыми хорошо коррелируют речные террасы, предшествовали значительные регрессии, во время которых уровень моря располагался не выше 10 м абсолютной высоты. Если даже принять, что базис эрозии каждый раз понижался только до 10 м, то и в этом случае колебание уровня моря должно было достигать нескольких десятков метров (-37 ÷ +23 м для 36-метровой стадии, -26 ÷ +20 мм для 30-метровой стадии,

¹ Береговые линии этих стадий раннехвалынского моря в данном месте приподняты в связи с проявлением новейших тектонических движений.

² Этот местный базис эрозии обусловлен близким залеганием к поверхности стойких к размыву пород верхнего сармата, слагающих измененную равнину непосредственно к югу от Махачкалы.

-20 ÷ +10 м для 20-метровой стадии). Основываясь на строении второй надпойменной террасы р. Шура-Озень в районе аула Шамхал-Термен, которая переходит в нижнехвалынскую морскую террасу с береговой линией на абсолютной высоте 15 м, можно сделать вывод, что и этой стадии предшествовала значительная регрессия. Таким образом, по материалам дагестанского побережья Каспия можно полагать, что раннехвалынское время в истории Каспия характеризовалось по крайней мере пятью трансгрессивными фазами, разделенными глубокими регрессиями.

Значительные колебания уровня Каспийского моря имели место и в позднехвалынское время. Следы этих колебаний прослеживаются в ряде мест. Так, в 1,5 км к северо-востоку от станции Шамхал (Дагестан) на левом берегу р. Шура-Озень, сложенном морскими осадками ниже- и верхнехвалынского (максимальной стадии поздней хвалыни) возраста¹, вскрываются две аллювиальные свиты, вложенные в морские отложения и друг в друга. Подошвы аллювиальных свит располагаются на уровне или чуть выше современного вреза р. Шура-Озень, базис эрозии которой, как известно, располагается на абсолютной высоте 28 м. Учитывая это, а также полагая, что река каждый раз вырабатывала продольный профиль равновесия или была близка к нему (чему не могли препятствовать супесчано-суглинистые отложения, прорезаемые рекой), нельзя не прийти к выводу, что в течение позднехвалынского времени уровень моря по крайней мере дважды приближался к современному², а скорее всего, опускался ниже его. Вслед за этим море снова трансгрессировало и ранее врезанные долины заполнялись аллювием.

Имеющиеся материалы позволяют уверенно выделять четыре трансгрессивные фазы в новокаспийскую эпоху. Каждой из них предшествовали регрессии, во время которых уровень моря располагался ниже или близко к современному. О глубине новокаспийских регрессивных фаз можно судить по соотношению морских и аллювиальных отложений, наблюдаемых в устьях рек Гамри-Озень, Уллучай, Рубасчай (Дагестан), Атачай, Гильгильчай и других (Азербайджан).

Принимая во внимание сказанное (частые колебания уровня Каспия в относительно короткие сроки), по-видимому, следует весьма осторожно относиться к существующим представлениям о тектонической обусловленности трансгрессивно-регрессивных фаз Каспия, хотя участие тектоники в крупных и длительных по времени трансгрессиях Каспия очевидно.

¹ Возраст и генезис этих отложений установлен на основании геоморфологических и биостратиграфических данных.

² Современный врез р. Шура-Озень в районе ст. Шамхал связан с искусственным спрямлением ее русла. До прорытия канала при естественном меандрировании русло реки располагалось выше основания вложенных аллювиальных свит.

ЛИТЕРАТУРА

1. Благоволин Н.С., Девири А.Л., Серебрянный Л.Р. Гляциостатические колебания уровня морей Восточной Европы в вюрме по новым радиоуглеродным данным. - В кн.: Состояние методических исследований в области абсолютной геохронологии. М., "Наука", 1973.
2. Бреслав С.Л., Заррина Е.П., Краснов И.И. Периодизация и геохронология позднего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР. - В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., "Наука", 1971.
3. Горбаренко С.А., Николаев С.Д., Попов С.В. Изотопный состав кислорода раковин четвертичных моллюсков и изменение палеогеографии Восточного Каспия. - "Бюл.МОИП. Отд. геол.", 1973, № 3.
4. Джанелидзе Ч.П., Бурчуладзе А.А., Тогоидзе Г.И. Абсолютный возраст максимальной фазы голоценовой трансгрессии Черного моря. - "Сообщ. АН ГрССР", 1973, т. 72, № 1.
5. Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР. - В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., "Наука", 1973.
6. Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., "Наука", 1967.
7. Николаев С.Д. Изменение климата района Черного моря в голоцене по изотопно-кислородным данным. - "Вест.МГУ. Сер. геогр.", 1972, № 6.
8. Семенов В.Н., Ковалюх Н.Н. Абсолютный возраст верхнечетвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа. - "Геол.журн.", 1973, т. 33, № 6.
9. Федоров П.В. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время. - "ДАН СССР", 1959, т. 124, № 5.
10. Шнитников А.В. Изменение общей увлажненности материков северного полушария. - "Зап.ВГО. Нов.сер.", 1957, т. 16.

ОПЫТ СОПОСТАВЛЕНИЯ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ПРИБРЕЖНЫХ ЗОНАХ КАВКАЗА И КРЫМА

Наиболее обычный способ корреляции морских и континентальных свит, относящихся к плейстоцену и голоцену, — сопоставление морских и речных террас. Чаще всего сопоставление ведется по относительным высотам, по положению террас в их общей последовательности применительно к речным долинам и морским побережьям. Путь этот не всегда может привести к однозначным решениям.

Более надежным является непосредственное прослеживание переходов поверхностей речных террас в морские, но и здесь возможны ошибки. Увязка поверхностей террас должна контролироваться изучением разреза — возможно более детальным прослеживанием контакта между аллювиальными отложениями и морскими осадками. К сожалению, сведений подобного типа не так уж много в арсенале отдельных исследователей, еще меньше их в научных публикациях.

Взаимопереходы речных и морских осадков друг в друга могут иметь различный характер, что зависит от величины реки, от интенсивности речного стока и выноса обломочного материала, от особенностей рельефа морского дна, прилегающего к речной дельте. При постепенном переходе от поверхности континента к пологонаклонной плоскости морского дна решающее значение имеют особенности режима речного стока, в частности твердой его составляющей. Чем выше эта величина, тем шире распространяется у побережья галечный и песчаный материал. Пески во взвешенном состоянии переносятся на огромные расстояния, образуя среди глинистых толщ характерные маркирующие горизонты. Чем меньше твердая фаза речного стока, тем ближе к устью реки проникают глины, причем изменения в интенсивности поступления обломочного материала немедленно фиксируются в разрезах.

Простейшие типы сочетаний морских и аллювиальных отложений при сравнительно малых величинах речного стока можно иллюстрировать на примере хвалыньских отложений Восточного Предкавказья и черноморских отложений в прустьевых частях малых долин юго-западного Кавказа.

В пределах Восточного Предкавказья особенно показательна долина Сулака [4]. Здесь в береговых обрывах и карьерах у с. Султан-Янг-Юрт можно в деталях изучить строение III и IV надпойменных террас. IV терраса сложена мощными аллювиальными галечниками с характерной косой и линзоватой слоистостью. На ее поверхности прослеживаются отчетливые береговые валы раннехвалыньского Каспия. Ближе к руслу они выклиниваются и над галечниками появляются суглинки пойменного типа, болотная почва, а затем тонкослойные серые лиманные глины мощностью до 3 м. Изменение характера

разреза в рельефе не выражено. Эту часть террасы приходится рассматривать как наиболее молодой приречный ее сегмент, вслед за формированием которого в долину Сулака проник залив раннехвалынской трансгрессии.

Сходные соотношения наблюдаются между позднехвалынскими лиманными осадками и аллювиальными галечниками III террасы. Между шоссевым мостом через р. Сулак и северной окраиной с. Султан-Янги-Юрт выделяется не менее трех ее уровней. Галечники высокого уровня лишь прикрыты суглинистым покровом (0,5 м), в разрезе среднего уровня их мощность увеличивается до 4-5 м, низкий уровень высотой 6-7 м иногда целиком сложен слоистыми песками и алевритами с прослоями серых глин лиманного типа. Поверхность этого уровня постепенно сливается с поверхностью позднехвалынских лиманных отложений, над которой кое-где возвышаются песчаные гряды бывших береговых валов.

В пределах приустьевых участков мелких речных долин юго-западного Кавказа, по данным А.Б. Островского [8], максимум черноморской трансгрессии связан с наиболее древними сегментами I надпойменной террасы рек (Вулан, Мезыб и др.). Они сложены желто-бурыми глинами, вниз переходящими в голубовато-серые, сформировавшиеся в опресненных ингрессионных морских заливах. На глубине 25-30 м под ними залегает гравийно-галечный речной аллювий. Относительно более молодые сегменты I террасы представлены аллювиальными галечниками, перекрытыми глинами и суглинками пойменного типа. Вне зон влияния речного стока аллювий замещается морскими осадками новочерноморской террасы. Различия в строении и возрасте разновозрастных сегментов в рельефе не выражены и улавливаются лишь с помощью бурения.

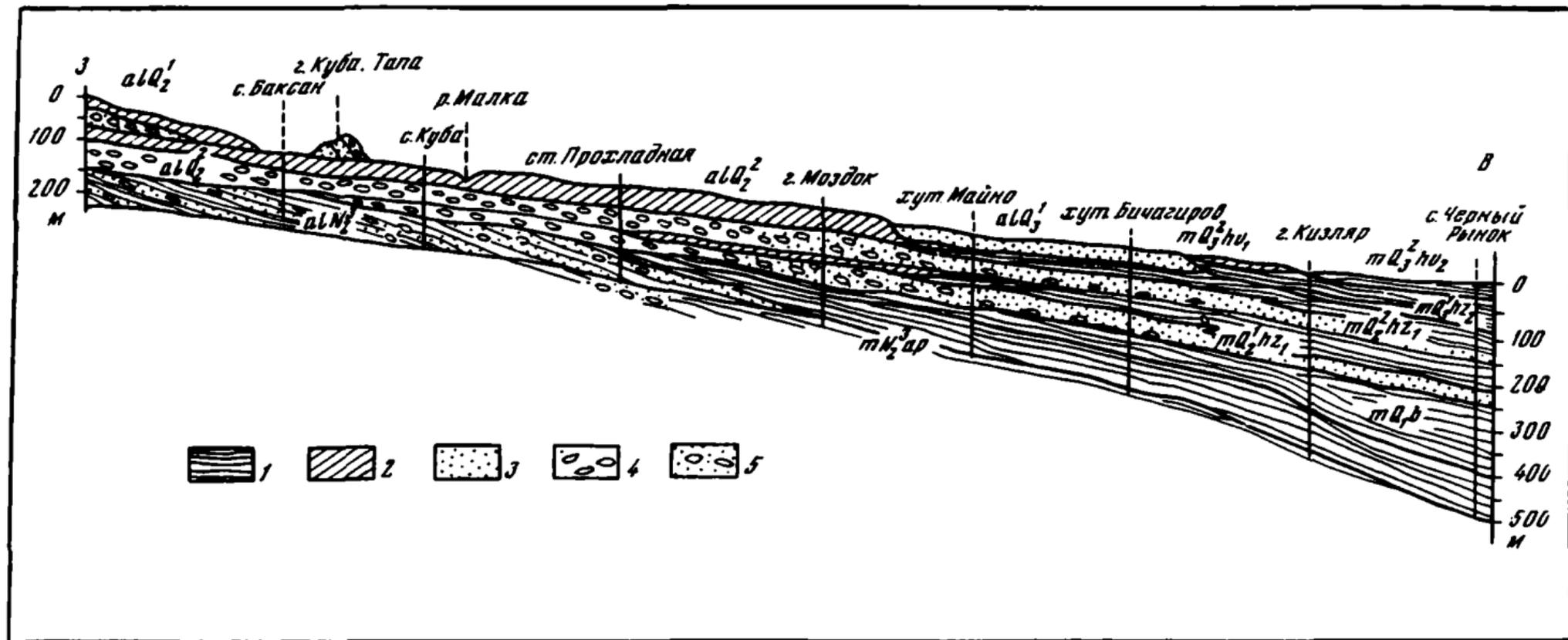
В тех случаях, когда речной сток, в том числе его твердая фаза, достигают значительных величин, столь четкой дифференциации на уровни, связанные и не связанные с влиянием подпора трансгрессирующего морского бассейна, не наблюдается. Возникают более сложные фациальные соотношения морских и аллювиальных отложений. Типы их легче выявить в прикаспийских районах, где лучше, чем на Черном море, сохранились морские террасы и представительные соответствующие разрезы. Фациальные переходы наиболее четко устанавливаются на малых реках, подобных Шура-Озени, Рубасчаю в Дагестане или Дивичичаю, Гильгильчаю, Тугчаю, Сумгайту и другим в Азербайджане. Особенно показательны разрезы верхнехазарской морской террасы с *Didacna surachanica* Andrus. Например, в разрезе правого берега Шура-Озени между линией шоссе и ст. Кумторкола можно видеть, как разнозернистые пески с волноприбойным типом слоистости ближе к горам замещаются сложным сочетанием песчаных и галечных прослоев, причем волнистая, взвихренная слоистость, указывающая на прибрежно-морскую среду осадконакопления, в песках сохраняется. Выше по реке разрез становится преимущественно галечным, пески составляют лишь небольшие выклинивающиеся прослои с косою слоистостью аллювиального типа. Переход от при-

режно-морских отложений к аллювиальным совершается на довольно коротком расстоянии – первые сотни метров. Обращает на себя внимание значительная мощность осадков: и в пределах долины, и в прибрежной зоне аккумуляция доминировала над переотложением материала.

Для более древних хазарских террас малых рек соотношения морских и аллювиальных свит примерно такие же, но крупные реки в условиях спокойного перехода от суши к морю и интенсивного поступления обломочного материала создают существенно иные обстановки осадконакопления. Прибрежные аллювиальные равнины, сформированные реками типа Терека, Самура, Алазани, резко выдвинуты по отношению к береговой линии в сторону моря. Дифференциация аллювия по крупности осуществляется в их пределах, и к побережью выносятся преимущественно пески и суглинки.

Песчаные свиты, сформированные реками, имеют свое продолжение в виде морских песков, расслаивающих толщи глин. Влияние опреснения сплошь и рядом приводит к отсутствию в песках характерной морской фауны, и смена континентальных условий осадконакопления на морские улавливается с большим трудом. Положение усугубляется еще и тем, что для таких зон отсутствуют естественные разрезы и приходится пользоваться данными буровых скважин. Между тем проблемы, возникающие при подобного рода исследованиях, весьма существенны. Каждая из раннехазарских террас, судя по их положению на дагестанском побережье, отвечает одной из трансгрессивных фаз хазарского Каспия, вызванных активизацией речного стока, в том числе и со стороны Большого Кавказа. Строение речных террас, связанных с морскими теснейшим образом, в какой-то мере отражает нарастающую активизацию стока; хазарские речные террасы, как правило, сложены мощным аллювием, формировались в условиях преобладающей аккумуляции и в зоне предгорий состоят из двух в значительной мере обособленных свит: песчано-галечной и суглинистой.

Был ли процесс аллювиальной аккумуляции непрерывно нарастающим или прерывистым, каковы условия формирования суглинистых свит, с какой частью разреза связан максимум проникновения морских вод в пределы предгорной аллювиальной равнины – это далеко не полный перечень вопросов, решение которых для целей детальной стратиграфии весьма желательно. Характер продольного профиля по долинам Малки и Терека позволяет думать, что уровень хазарского Каспия повышался по мере усиления речного стока, а максимум проникновения морских вод с сторону речных устьев совпадал с конечной фазой формирования песчано-галечных свит. Об этом по крайней мере свидетельствует керн скважины хут. Майно, где галечники, лежащие на бакинских глинах с морской фауной, вверх по разрезу сменяются мощными песками, в кровле которых появляются черные слоистые лиманного типа глины, а затем коричнево-бурые суглинки аллювиального генезиса. Аналогичная последовательность пород характерна и для более молодой хазарской толщи, завершающей разрез хазарских отложений Терского прогиба (рисунок).



Соотношение морских и континентальных фаций в осевой части Терского краевого прогиба.

1 - глины; 2 - суглинки; 3 - пески; 4 - галечники; 5 - пески с галькой

Подобные соотношения морских и аллювиальных песков, морских и лиманных глин, а также аллювиальных суглинков свидетельствуют о самостоятельности суглинистых свит казарских террас, о значительной обособленности их во времени и особых климатических условиях формирования, для которых было характерно некоторое сокращение интенсивности речного стока при одновременной активизации процессов морозного выветривания и поступления мелкозема в речные долины. Другими словами, песчано-галечные свиты формировались в процессе нарастания ледниковых явлений в горах Кавказа, суглинистые – во время кульминации этих явлений. Максимумы проникновения морских вод в пределы аллювиальных равнин в таком случае соответствуют каким-то интерстадиальным моментам в развитии горных оледенений.

Эти наблюдения и соображения подтверждают синхронность речных и морских террас Каспийского побережья, синхронность ледниковых этапов в развитии Большого Кавказа с фазами максимального распространения трансгрессий казарского Каспия. По-видимому, также обстояло дело и в бакинское время. Во всяком случае, на восточном крыле обширного верхнебакинского конуса р. Сулак, в таких же галечных, но уже прибрежно-морских фациях обнаружены верхнебакинские дидакны и дрейссенсии [11,4]. Аналогичные наблюдения были сделаны Б.Г. Векиловым [2] по Дивичичаю и Гильгичаю.

Иные соотношения между морскими террасами, отвечающими максимумам трансгрессий, и террасами крупных рек выявляются для побережья Черного моря, связанного с Мировым океаном. В приустьевых частях долин Мзымты, Бзыби, Гумисты, Кодори, Ингури устанавливается налегание речного аллювия на морские осадки, прислонение речных террас к морским и морских к речным, но взаимопереходы отсутствуют. Исключение составляют послеледниковые уровни поймы и I черноморской террасы, упомянутой выше.

Во всех перечисленных долинах можно наблюдать обширные валунно-галечные террасы, имеющие на выходе из гор около 50 м относительной высоты и полого опускающиеся к морю до высот 12–15 м. Они прислонены к карангатской морской террасе высотой 20–25 м. Есть в этих долинах комплекс террас (обычно 2–3 уровня), погружающихся к уровню моря еще более круто. В долине р. Кодори можно наблюдать погружение одной из них под уровень поймы. Эти террасы моложе позднекарангатской террасы Черноморского побережья (сурожской, по А.Б. Островскому [9], имеющей высоту не более 10–12 м).

Создается определенное впечатление о соответствии погружающихся террас крупных рек предпозднекарангатскому (абс. отм. –100 м) и новозевксинскому (абс. отм. –60 ± –70 м) регрессивным уровням Черного моря, что вполне естественно, так как аллювий, слагающий эти террасы, формировался в ледниковых условиях долиной аккумуляции. Террасы фиксируют ледниковые этапы развития речных долин юго-западного склона Большого Кавказа.

Несколько иначе обстоит дело с более древними террасами этих долин. Они опираются на древнеэвксинские и чаудинские (ранние и поздние) уровни морских террас, отвечающие фазам достаточно широкой связи Черного моря с Каспием и распространения в Черноморском бассейне каспийских форм. По-видимому, осуществлялся отток пресных вод через проливы. Древнеэвксинские, а возможно, и чаудинские [3] трансгрессии чередовались с фазами проникновения в Черное море средиземноморских вод, что в самом общем виде указывает на соответствие первых ледниковым эпохам.

Таким образом, общую стратиграфическую последовательность террас Черноморского побережья, по крайней мере в части, относящейся к верхам среднего и к верхнему плейстоцену, необходимо дополнить, включив в нее не только морские, но и речные уровни. Морские террасы для указанного временного интервала фиксируют лишь межледниковые и межстадиальные эпохи.

Сказанное позволяет с полной определенностью высказаться в пользу самостоятельности карангатских террас Черного моря. Для Кавказского побережья этот вопрос был решен автором еще в 1961 г. в процессе проведенных там геолого-съемочных работ [5,6], но он до сих пор остается дискуссионным для Крыма, хотя вне всякого сомнения должен решаться аналогичным образом. Наблюдения в низовьях р. Судак показали, что главная судакская (IV надпойменная терраса) моложе карангатских морских слоев, вскрытых на высоте 7–18 м под горой Сокол у пос. Новый Свет [1]. Судакская терраса выходит к морю на высоту 10–12 м и в береговых откосах сложена песчано-галечным аллювием. В то же время в пределах Судакской бухты имеется позднекарангатская терраса, ранее в таком качестве для этого района не выделявшаяся [7]. Высота ее над уровнем моря 5–9 м. Она прислонена к судакской речной террасе. Морские слои позднекарангатского уровня выделяются и для более западных участков Крымского побережья.

Противопоставление террас крупных речных долин морским террасам Черноморского побережья для интервала средний – верхний плейстоцен, конечно, не означает, что существование межледниковых речных террас отрицается вообще. Карангатские речные террасы были закартированы нами по Джубге и Шапсухо, ашейские – в долинах Секуа, Пляхо, Ту и Агой. А.Б. Островским [9] они отмечены практически во всех мелких долинах между Туапсе и Анапой. Но южнее, в пределах крупных долин, имеющих ледниковое питание, эти террасы не сохранились или почти не сохранились, будучи уничтожены при формировании террас ледникового времени.

Подобный подход к стратиграфическому расчленению морских и аллювиальных отложений юго-западного Кавказа и, в какой-то степени, Крыма значительно усложняет стратиграфическую схему плейстоцена этого региона (таблица) и позволяет по-новому решать некоторые проблемы межрегиональных черноморско-каспийских корреляций.

Известно, что в ряде работ П.В. Федорова [10,12,13] отмечается несовпадение числа морских террас Черноморского и Каспий-

Сопоставление речных и морских террас Каспийского и Черноморского побережий Большого Кавказа

Возраст	Каспийское море		Черноморское побережье		
	Речные	Морские	Речные	Морские	Возраст
IV nk	I - 5 м II - 8-9 м III - 10-12 м	I - 6-7 м II - 9-10 м	I - 2-3 м II - 5-7 м III - 10-12 м	I - 2-3 м	IV [✓] chn
III ₂ hv ₂	IV (2-3 уровня) - 20-30 м -	III - 17-18 м IV - 25-26 м -	IV (2-3 уровня) - 25-30 м -	- II - 10-12 м	III ₂ neux III ₂ kg ₃
III ₂ hv ₁	V - 50-60 м -	V - 47-48 м VI - 73-78 м -	V - 35-40 м -	- III - 20-25 м	? III ₁ kg ₂
III ₁ hz ₂	VII - 75-80 м -	VII - 78-80 м -	VI - 45-50 м -	- IV - 30-35 м	? III ₁ kg ₁
II ₂ hz ₁	VIII - 90-100 м IX - 110-120 м -	VIII - 115-120 м IX - 150-160 м -	VII - 55-60 м -	- V - 40-45 м	II ₂ eux ₃ II ₂ uz ₂
II ₁ hz ₁	X - 150-160 м	X - 180-190 м	VIII - 65-80 м -	-	II ₁ eux ₂ II ₁ uz ₁
II ₁ ur	XI - 180-200 м -	XI - 200-210 м -	? -	VI - 60-65 м -	II ₁ eux ₁ ?
I ₂ b ₂	XII - 220-230 м -	XII - 230-240 м -	IX - 110-120 м -	VII - 80-100 м -	I ₂ ch ₂ ?
I ₁ b ₁	XIII - 240-260 м -	XIII - 250-270 м -	? -	VIII - 130-140 м -	I ₁ ch ₁ ?

ского побережий, значительно большее их количество на северо-восточном склоне Кавказа. Из этого делается вывод о более энергичном поднятии в течение плейстоцена Восточного Кавказа по сравнению с Западным и, следовательно, подразумевается неотектоническая природа какой-то части каспийских морских террас Дагестана и северного Азербайджана.

Усложнение черноморской схемы, учет всех этапов истории развития черноморского побережья в течение плейстоцена в значительной мере ликвидируют это несоответствие (таблица). Вместе с тем тесная связь морских террас Каспия с террасами речных долин, как больших, так и малых, свидетельствует в пользу климатической их природы. Тектоническое воздымание Восточного Кавказа, действительно весьма энергичное, лишь способствовало обособлению речных и морских террас, климатически обусловленных. В этой связи Каспийское побережье Кавказа следует воспринимать как регион, эталонный для детальных климатостратиграфических исследований, ибо последовательность климатических флюктуаций, имевших место в пределах Большого Кавказа, зафиксирована здесь наиболее полно.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н.И. Террасы Судака. - "Зап. Киевск.об-ва естествоиспыт.", 1912, вып.2.
2. Векилов Б.Г. Антропогенные отложения северо-восточного Азербайджана. Баку, "Эпм", 1969.
3. Китовани Т.Г. О чаудицких и древнеэвксинских отложениях Черноморского бассейна. - "Труды ВНИГНИ", 1971, вып. 115.
4. Кожевников А.В. Террасы Сулака в предгорьях Кавказа. - В кн.: Вопросы региональной геологии СССР. Изд-во МГУ, 1964.
5. Кожевников А.В. Некоторые проблемы стратиграфии антропогена предгорий Кавказа. - Тезисы докладов III конференции по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки, 1968.
6. Кожевников А.В. К стратиграфии антропогена Поволжья и Понто-Каспия. - В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., 1971.
7. Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Гостеолтехиздат, 1960.
8. Островский А.Б. О строении переуглубленных речных долин на Черноморском побережье Кавказа. - "ДАН СССР", 1966, т. 167, №6.
9. Островский А.Б. Стратиграфия, неотектоника и геологическая история плейстоцена Черноморского побережья северо-западного Кавказа. Автореф.канд.дис., 1968.
10. Федоров П.В. О новейших движениях земной коры в области Каспийской впадины. - "Бюл.МОИП. Отд.геол.", 1952, т.27, № 3.
11. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. - "Труды ГИН АН СССР", 1957, вып. 10.
12. Федоров П.В. Древние береговые линии Черного моря на побережье Кавказа. - "Изв. АН СССР. Сер.геол.", 1960, № 2.
13. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. - "Труды ГИН АН СССР", 1963, вып. 88.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АЗОВО-ЧЕРНОМОРЬЯ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

В последние годы авторами было проведено широкое изучение верхнечетвертичных осадков континентальной террасы (шельфа, континентального склона и его подножия) севера Черного моря. Первые результаты [1] анализа этого материала сводились к следующему. Прибрежные и пляжевые (вплоть до галечников) фации в толще верхнеплейстоценовых отложений шельфа Северо-Западного и Южного Крыма, обнаруженные ныне на глубинах до 80–100 м, позволяют утверждать, что максимальное падение уровня Черного моря в позднем плейстоцене достигало –80 м. На всей территории северо-западного шельфа под тонкой пленкой морских голоценовых и новозвксинских отложений выявлена поверхность размыва, сложенная континентальными породами плейсто-

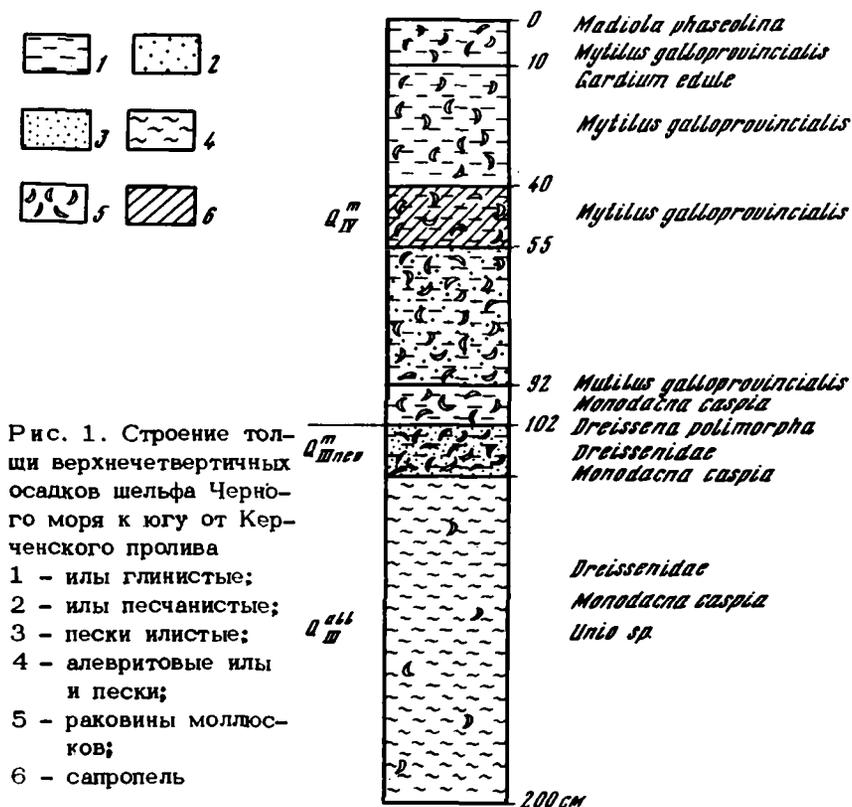


Рис. 1. Строение толщи верхнечетвертичных осадков шельфа Черного моря к югу от Керченского пролива

- 1 - илы глинистые;
- 2 - илы песчаные;
- 3 - пески илистые;
- 4 - алевритовые илы и пески;
- 5 - раковины моллюсков;
- 6 - сапропель

цена и даже плиоцена, что подтверждает вывод о регрессии в позднем плейстоцене. Было показано, что возраст отложений, отвечающих самому началу послеледниковой трансгрессии Черного моря, колеблется в пределах 12–15 тыс. лет. Это дало основание полагать, что поднятие уровня этого бассейна было фактически синхронным трансгрессии Мирового океана, синхронным всем основным ее этапам. И действительно, наши материалы подтвердили, что к концу новозэксинского времени (7–8 тыс. лет назад) уровень Черного моря поднялся до отметки –30 м, что вполне соответствует скорости поднятия уровня Мирового океана.

Данные, полученные на основе изучения осадков шельфа, были подтверждены сведениями по строению и стратиграфии глубоко-водных отложений подножия континентального склона; это стало возможным благодаря исследованию флоры диатомовых и сопоставлению маркирующего горизонта сапропелевых отложений глубоководной впадины с обогащенными органикой и фаунистически охарактеризованными каламитскими отложениями шельфа.

В настоящее время эти выводы нашли свое подтверждение в результате новых исследований, проведенных в основном на шельфах Южного Крыма, Керченского и Таманского полуостровов, а также в самом Керченском проливе. Новые данные позволили значительно детализировать верхнечетвертичную палеогеографию исследованного района и Черного моря в целом. Стало возможным уточнить и стратиграфию соответствующих отложений.

Интереснейший материал был получен на Керченско–Таманском шельфе Черного моря и особенно в самом проливе благодаря бурению, проведенному Гидропроектом. Так, на шельфе к югу от Керченского пролива на глубинах около 50 м были вскрыты отложения, литологически и фаунистически представляющие собой осадки авандельты или даже дельты. Не исключено, что это осадки эстуария, т.е. эстуарный аллювий (рис. 1). Это алевроиты, для которых характерен комплекс фауны, содержащий дрейссены, мшанки и униониды. Таким образом, было получено подтверждение не только наших прежних выводов о более низком, чем считалось ранее, уровне Черного моря в верхнем плейстоцене, но и предположения Н.И. Андрусова о существовании дельты палео–Дона на шельфе Керченского и Таманского полуостровов.

Бурение в Керченском проливе, к северу от Керчи, дало несколько интересных результатов. Одним из самых важных, с нашей точки зрения, является окончательное установление залегания коренного ложа пролива, врезанного в сарматские отложения, на глубине практически ровно 60 м (рис. 2). Это позволяет нам прийти к выводу, что в период максимального падения уровня Черного моря в северной части Керчинского пролива существовал порог, превышавший уровень моря по крайней мере на 20 м.

Другим, не менее важным, фактом является подтверждение того, что желоб пролива выполнен отложениями, представляющими собой

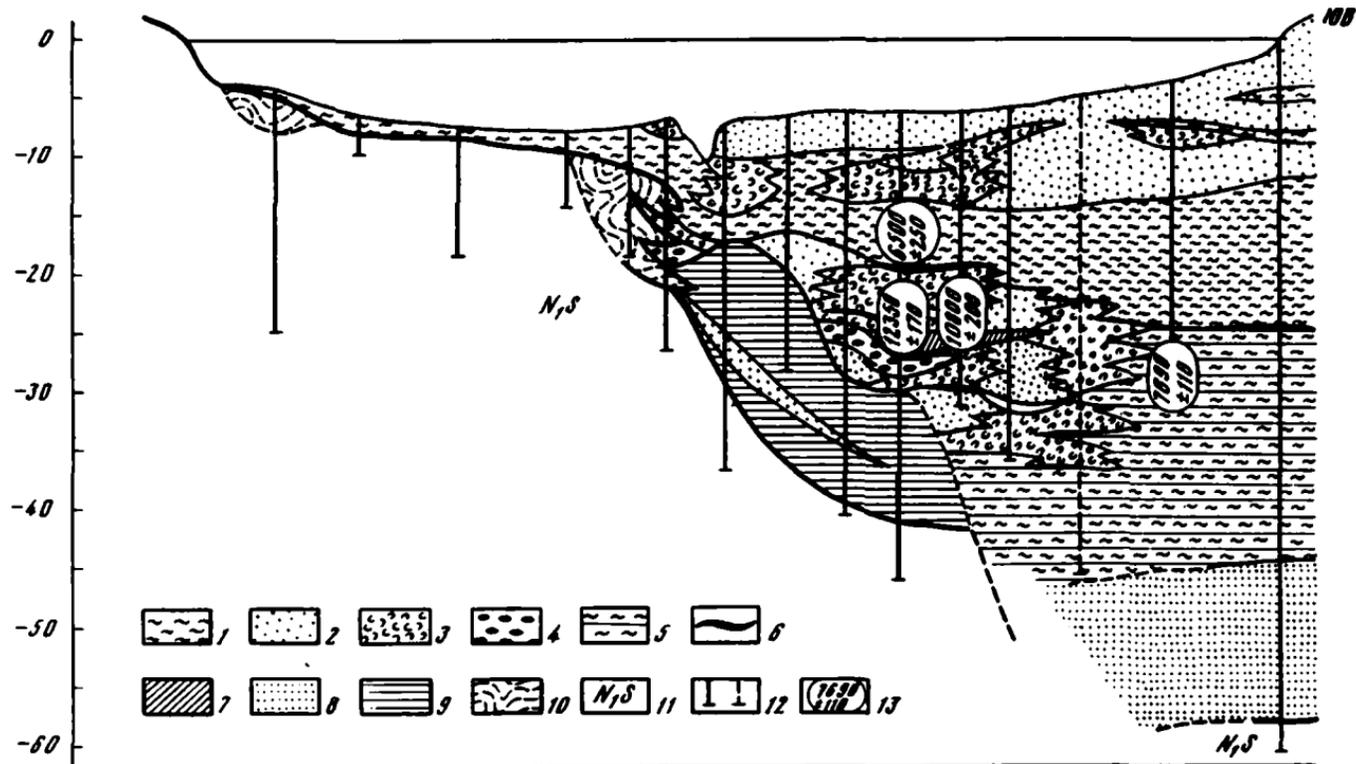
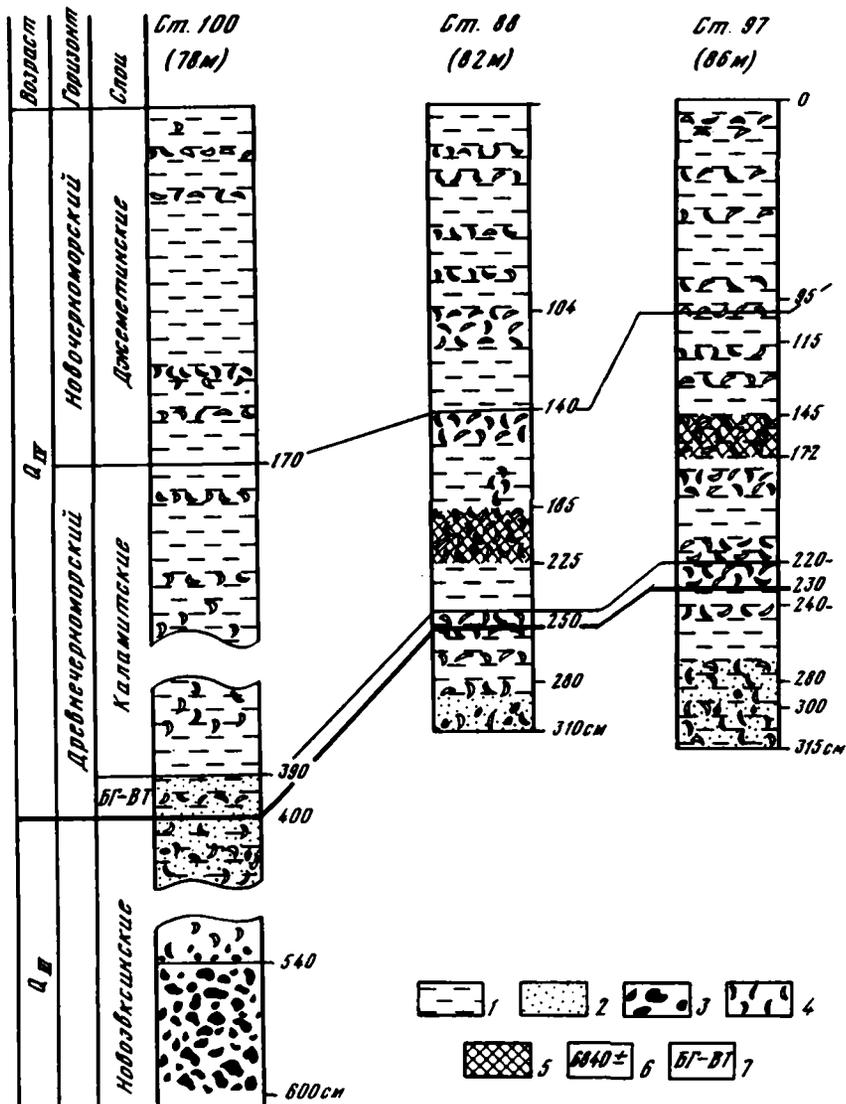


Рис. 2. Геологический разрез через северную часть Керченского пролива

1 - илы и глины фаций морского пролива; 2 - пески морских кос; 3 - ракушечники; 4 - галечники; 5 - глины лиманных и аллювиально-лиманных фаций; 6 - торф и оторфованные глины; 7 - суглинки лиман-

ных фаций; 8 - пески аллювиальные; 9 - глины морские и лиманные, отлагавшиеся ранее последней верхнеплейстоценовой регрессии; 10 - глины перемятые оползневые; 11 - глины сарматского яруса; 12 - скважины; 13 - абсолютный возраст по радиоуглероду



единую трансгрессивную серию. В основании этой серии залегают породы, литологически и фашиально представляющие собой аллювий, аккумуляция которого отвечает первым этапам повышения базиса эрозии. Выше следует мощная толща глинистых осадков с солоноватоводной фауной [3, 4], отвечающих эстуарной или лиманной стадии развития пролива. Венчается разрез толщей нормально морских отложений, грубозернистость которых связана с образованием песчаного тела косы Чушки.

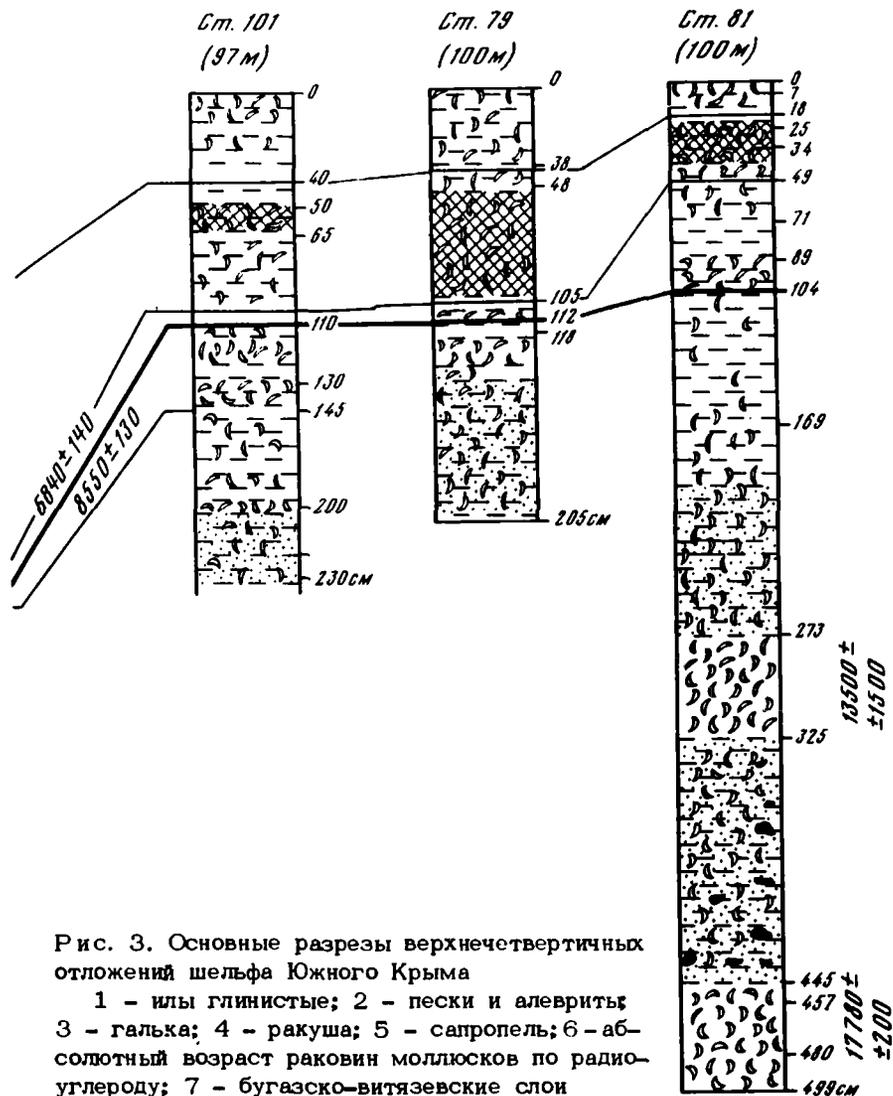


Рис. 3. Основные разрезы верхнечетвертичных отложений шельфа Южного Крыма

1 - илы глинистые; 2 - пески и алевриты;
3 - галька; 4 - ракуша; 5 - сапрпель; 6 - аб-
солютный возраст раковин моллюсков по радио-
углероду; 7 - бугазско-витаевские слои

Более четкое представление о времени и длительности максимального падения уровня Черного моря в позднем плейстоцене, а также о ходе послеледниковой трансгрессии этого бассейна было получено в результате исследования колонок осадков шельфа Южного Крыма и керченского разреза. Эти колонки (рис. 3), отобранные с внешней части шельфа, интересны тем, что вскрывают наибольшую часть разреза верхнечетвертичных отложений, для которых обычно свойственно сокращение мощностей всех стратиграфических горизонтов.

Надо отметить, однако, что во всех проанализированных нами колонках вскрытый разрез верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений является сплошным и перерывов в осадконакоплении в этот период на этом участке дна не наблюдалось. В то же время во всех колонках все горизонты верхнего плейстоцена фаунистически охарактеризованы. При этом комплексы фауны моллюсков, отличаясь резко сокращенным по сравнению с прибрежной зоной видовым составом, образованы почти исключительно основными руководящими формами. Это дает возможность достаточно уверенно намечать все основные границы в соответствии с применяемой нами схемой Л.А. Невесской и Е.Н. Невесского [2].

Наибольшее количество фауны обычно содержится в нижних частях колонок, охватывающих новоэвксинский горизонт и более глубокие слои плейстоцена. Эта фауна представлена практически сплошь раковинами моллюсков рода *Dreissena*, среди которых резко преобладают створки *Dreissena rostriformis*, несмотря на то что генетически эти отложения являются прибрежными, образовавшимися на глубине около 20 м. Раковины этого рода резко преобладают и в залегающих стратиграфически выше и более глубоководных отложениях новоэвксинского возраста, но морфология их резко меняется в сторону увеличения размера и ширины раковины. Лишь в собственно новоэвксинских слоях, непосредственно подстилающих древнечерноморские, появляются отдельные створки другого каспийского вида *Monodacna caspia*.

В приводимых на рис. 3 опорных и других колонках внешней части шельфа четко выделяется граница между новоэвксинскими и вышележащими древнечерноморскими слоями. Она фиксируется, как обычно, по появлению *Cardium edule*. Параллельно с этим в составе каспийских форм резко увеличивается роль *Monodacna caspia*. Однако особенность описываемых разрезов шельфа в том, что в них практически одновременно с появлением отмеченных выше форм появляется и *Mitylus galloprovincialis*. Этот род очень быстро вверх по разрезу становится не только руководящей, но и практически единственной формой ракуши в каламитских слоях.

Еще одна особенность разрезов верхнечетвертичных отложений внешней части шельфа севера Черного моря заключается в том, что переходные бугазско-витязевские слои со смешанной каспийско-средиземноморской фауной имеют здесь очень малую мощность, часто – всего 5–10 см. Имеются даже отдельные колонки, где не удается выделить слой со смешанной фауной. Хотя никаких следов перерыва в разрезе не наблюдается, но четко видно, как горизонт с дрейссениевой фауной внезапно сменяется совершенно литологически однородным горизонтом ила с мидиевой фауной.

Столь же четко проводится граница между каламитскими и джеметинскими слоями. В последних на глубинах моря свыше 50 м ракуша представлена исключительно *Madiolus phaseolinus*, очень резко и быстро сменяющимися вверх по разрезу *Mitylus galloprovincialis*.

Нами было также проведено абсолютное датирование ряда опорных горизонтов описанных выше разрезов, например, уточнялась граница новоэвксинских и древнечерноморских отложений шельфа Южного Крыма. Определенный по радиоуглероду в раковинах дрейссен возраст суммарного 10-сантиметрового слоя низов бугазско-витязевского горизонта оказался равным 6840 ± 140 лет¹ (см. рис. 3). Средний возраст несколько большего (до 30 см) горизонта верхов новоэвксинских отложений оказался равным 8550 ± 130 лет. Таким образом, окончательно подтверждается тот факт, что возраст границы между новоэвксинскими и черноморскими слоями в северной части Черного моря лежит в интервале 7-8 тыс. лет, по всей видимости, даже ближе к 7 тыс. лет, так как полученный нами средний возраст верхов новоэвксинских отложений несколько завышен. Эта дата хорошо совпадает с датой в 7 тыс. лет, приводимой для соответствующей границы в глубоководных отложениях юга Черного моря Э.Т. Дегенсом [5]. Тем самым мы можем сейчас твердо устанавливать геологически обоснованную и хронологически датированную границу между новоэвксинскими и черноморскими отложениями с возрастом 7-8 тыс. лет для всего Черного моря.

Материал, накопленный сейчас по Черному морю, показывает, что во всем этом обширном районе, как и во многих других областях, мы не можем выделить ни геологической, ни стратиграфической, ни фаунистической границы в отложениях на рубеже в 10-11 тыс. лет. Между тем здесь вырисовывается как естественный геологический рубеж граница между новоэвксинскими и черноморскими слоями возрастом около 7 тыс. лет. В связи с этим представляется весьма спорной граница между голоценом и плейстоценом в 10-11 тыс. лет. Наоборот, фиксируемыми крупными рубежами являются, например, начало послеледниковой трансгрессии около 14 тыс. лет назад или начало стабилизации (замедления) подъема этого уровня 7 или даже 6 тыс. лет назад. Оба эти рубежа являются глобальными, хорошо отражаются в разрезах морских верхнечетвертичных отложений.

Новые абсолютные датировки получены нами сейчас по наиболее глубоким из вскрытых на шельфе Южного Крыма горизонтов отложений плейстоцена. Возраст ракушечников, залегающих в 4,5-5 м от дна на глубине моря 100 м (ст. 81, рис. 3), оказался равным около 18 тыс. лет. Эти ракушечники, по-видимому, являются несколько более глубоководными, чем перекрывающие их более грубозернистые и, скорее всего, более мелководные осадки, являющиеся подводным продолжением толщи пляжевых галечников, залегающих на несколько меньших глубинах (ст. 100, рис. 3). Возраст других ракушечников, залегающих над грубозернистым

¹Определения проводились в Лаборатории новейших отложений и палеогеографии плейстоцена МГУ (все образцы, по данным рентгеноструктурного анализа, не были перекристаллизованы).

слоем и знаменующих начало трансгрессии, колеблется от 12 до 15 тыс. лет. Таким образом, мы определяем в геологическом разрезе и во времени положение отложений, отвечающих максимально низкому стоянию уровня Черного моря. Уровень -80 м является, по-видимому, последним максимально низким уровнем Черного моря. Продолжительность этой последней (перед началом трансгрессии) осцилляции уровня была невелика, около 3-4 тыс. лет.

Абсолютный возраст осадков, заполняющих Керченский пролив, соответствует нашему представлению о том, что эти отложения образовались в процессе последней черноморской трансгрессии. Так, определенный по дрейссенам и вивипарам средний возраст лиманно-эстуарных отложений в наиболее врезанной части желоба в интервале глубин 25-37 м оказался равным 7690 ± 200 лет. Таким образом, кровля новоэвксинских отложений с возрастом 7-8 тыс. лет здесь располагается в пределах отметок -30 м, что соответствует максимальному уровню распространения новоэвксинских отложений на шельфе Черного моря.

Средний возраст горизонта ракушечников в интервале 21-28 м, залегающих на размытой поверхности древнеэвксинских и карангатских отложений западной части керчинского желоба, определенный по дрейссенам и вивипарам, оказался равным 12350 ± 170 лет. Перекрывающий ракушечники горизонт мощностью 14-18 м имеет возраст 6500 ± 250 лет. Это говорит о верхнеплейстоценовом и голоценовом возрасте отложений, выполняющих Керченский пролив не только в осевой, но и в бортовых частях. Таким образом, в западной части анализируемого разреза горизонт возрастом 7-8 тыс. лет, маркирующий границу между новоэвксинскими и черноморскими слоями, должен располагаться на глубине 18-20 м. Такой перепад глубин залегания одновозрастных отложений, с нашей точки зрения, может быть связан с интенсивным тектоническим поднятием в этом месте западного борта Керченского желоба.

Обширный материал по геологии шельфа северной части Черного моря позволяет сейчас вполне обоснованно и в деталях обрисовать палеогеографию этого района в верхнем плейстоцене. Этот район еще 12-15 тыс. лет назад представлял собой сушу, охватывающую не только нынешний северо-западный шельф Черного моря, но и территорию впадины будущего Азовского моря. Значительную часть этих крупных современных акваторий занимали обширные аллювиальные равнины, отложения которых подстилают ныне морские осадки. На северо-западе Черного моря эта равнина была расчлененной, осложнялась выступами, сложенными породами плейстоцена и плиоцена. Азовская же равнина, скорее всего, была и более обширной, и более выровненной, со значительным преобладанием аккумулятивного рельефа, т.е. целиком аккумулятивной.

На аллювиальной равнине северо-западного шельфа прослеживаются долины четырех крупных водотоков: палео-Днепра, палео-Днестра, палео-Сараты и потока, протекавшего по территории Каркинитской впадины.

Проследить с такой же детальностью конфигурацию гидросети в пределах Азовской аллювиальной равнины сложнее. Это оставляет простор для предположений о различном направлении палео-Дона в то время. Мы не можем сейчас исключить возможность этого стока в сторону Сивашского прогиба и через Каркинитскую впадину. Однако с нашей точки зрения все же более вероятно, что именно долина палео-Дона проходила через Керченский пролив, о чем говорит хотя бы присутствие донского материала среди верхнечетвертичных отложений этого района. Существовал здесь и крупный поток, долина которого открывалась в Феодосийский залив. Однако, были ли это палео-Салгир или палео-Молочная, неясно. Палео-Кубань в этот период, по-видимому, впадала в Черное море, не сливаясь с Доном, но не исключена возможность ее слияния с ним в пределах Азовской аллювиальной равнины.

Новые данные о палеогеографии Черного моря в верхнем плейстоцене позволяют несколько по-новому взглянуть и на проблему связи этого бассейна с соседними, прежде всего со Средиземным морем и Каспием. Сейчас, по-видимому, мы должны предполагать изоляцию Черного моря в короткий период максимального падения уровня от Каспия. Последнее соображение возникает при сопоставлении уровня Черного моря, расположенного 18–15 тыс. лет назад на 80 м ниже современного, с уровнем Каспия, который в тот период тоже был метров на 30 ниже.

Много вопросов возникает сейчас о соотношении уровней Черного и Средиземного морей в процессе их последнегляциальной трансгрессии. Так, резкое изменение в характере осадконакопления и в фауне Черного моря связывалось всегда с прорывом в него 7–8 тыс. лет назад вод Средиземного моря. Однако, как было показано выше, уровень Черного моря к этому времени уже успел подняться на 50 м. Характер же осадков и фауны моллюсков изученных нами разрезов говорит о том, что на первом этапе самого быстрого подъема уровня (т.е. от 15 до 7 тыс. лет назад) не происходило заметных изменений гидрологического режима Черного моря. Соленность, по-видимому, практически оставалась постоянной, т.е. такой же низкой, как и в период максимального падения уровня в верхнем плейстоцене. В несколько большей степени изменялась, скорее всего, лишь температура. Между тем последние данные о строении Босфора [6] как будто говорят о том, что врез его в коренные породы может достигать 100 м. Это позволяет предполагать, что соединение Черного моря со Средиземным могло восстановиться уже в самом начале верхнечетвертичной трансгрессии.

Более того, хотя детали строения рыхлых осадков Босфора и неизвестны, но если основная часть этой толщи, как и в Керченском проливе, представлена верхнеплейстоценовыми и голоценовыми осадками, то не исключено, что такая связь фактически и не прекращалась. При более низком уровне эта связь представляла собой лишь односторонний сток из Черного моря. Некоторое, слу-

чайное и ограниченное, количество средиземноморской воды могло попадать в Черное море, на что указывает, кстати, присутствие отдельных остатков створок морских диатомей в глубоководных отложениях новоэвксинского возраста. Это, кроме того, дополнительное указание на наличие открытого Босфора в верхнем плейстоцене.

Учитывая сказанное, мы должны допустить, что в верхнем плейстоцене поднятие уровня Черного моря обеспечивалось в основном резко усилившимся стоком с суши, прежде всего с Русской равнины, а не притоком средиземноморских вод. Синхронность же трансгрессии такого внутриконтинентального бассейна с эвстатическим повышением уровня Мирового океана объясняется одновременным и прямым (а не косвенным – через соединение с Мировым океаном) действием на эти объекты одного основного фактора – таяния ледников.

Резкое изменение гидрологического режима Черного моря 7–8 тыс. лет назад в таком случае связано не столько с "прорывом" средиземноморских вод (которые, возможно, и ранее поступали в Черное море), сколько с изменением водного баланса в пользу Средиземного моря. Это изменение и привело к созданию нынешней системы обмена водами между солонатоводным Черным морем и соленым Средиземным, являющейся основной причиной своеобразного гидрологического режима Черного моря.

ЛИТЕРАТУРА

1. Куприн П.Н., Шербаков Ф.А., Забелина Э.К., Парунии О.Б., Николаев С.Д. Палеогеография континентальной террасы Черного моря в позднем плейстоцене и голоцене. – В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1974.
2. Невеская Л.А., Невеский Е.Н. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время. – "ДАН СССР", 1961, т. 136, № 5.
3. Попов Г.И. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Керченского пролива. – "ДАН СССР", 1973, т. 213, № 4.
4. Федоров П.В. Геологическая история Керченского пролива в связи с новыми данными бурения на его дне. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1973, т. 18 (5).
5. Degens E.T., Ross D.A. Chronology of the Black Sea over the last 25 000 years. – "Chem. Geol.", 1972, v. 10.
6. Sholten R. The role of the Bosphorus in Black Sea chemistry and Sedimentation. – In: The Black Sea: its geology, chemistry and biology. – "Amer. Assoc. Petrol. Geol.", USA, 1974.

*А. Б. ОСТРОВСКИЙ, Я. А. ИЗМАЙЛОВ, А. П. ЩЕГЛОВ,
Х. А. АРСЛАНОВ, Н. И. ТЕРТЫЧНЫЙ, Н. А. ГЕЙ,
Т. Ю. ПИОТРОВСКАЯ, В. М. МУРАТОВ, В. Е. ЩЕЛИНСКИЙ,
И. П. БАЛАБАНОВ, С. И. СКИБА*

НОВЫЕ ДАННЫЕ О СТРАТИГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОРСКИХ ТЕРРАС ЧЕРНОМОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КАВКАЗА И КЕРЧЕНСКО-ТАМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

Коллективом авторов в 1969–1974 гг. были продолжены исследования морских отложений Черноморского побережья Керченско-Таманского района и Западного Кавказа от м. Литвинова до п-ова Пидунда, которые подтвердили распространение семи основных горизонтов морского плейстоцена: чаудинского (верхнечаудинского?), древнеэвксинского, узунларского (пшадского), ашейского, карантатского, сурожского и черноморского (рис. 1). На побережье Западного Кавказа и в устьях речных долин отложения этих горизонтов связаны цикловыми террасами [7], испытывающими значительные неотектонические деформации, преимущественно блокового типа. В пределах Керченско-Таманского района морские четвертичные отложения в той или иной степени участвуют в новейшем складкообразовании, а также выполняют древнеэрозионные переуглубления лиманов и Керченского пролива, сложно переслаиваясь с континентальными осадками субаквального и субаэрального генезисов (рис. 2).

Чаудинские (в Керченско-Таманском районе – чаудино-бакинские) отложения с эндемичной черноморской фауной образуют аккумулятивный покров террасы, береговая линия которой на Кавказском побережье повышается от 45–50 м к югу от г. Геленджика (у м. Идукопас) до 140–150 м в районе г. Сочи (Ахунское поднятие). В стратотипическом разрезе чаудинских отложений у м. Чауда (Керченский полуостров) морские отложения имеют отчетливое двучленное строение и разделены пачкой субаэральных суглинков со следами почвообразования [2]. По данным палеомагнитных исследований М.А. Певзнера, весь этот разрез относится к последней эпохе положительной полярности, а отложения его, расположенные выше инверсионной границы Брюнесс-Матуяма, относятся к плейстоцену [3]. В то же время большая часть разреза чаудинских отложений Гурии находится стратиграфически ниже этого рубежа, и по возрасту эти отложения должны быть отнесены к завершающим этапам верхнего плиоцена [3]. Это позволяет отложения с чаудинской фауной на Черноморском побережье северо-западного Кавказа и в Керченско-Таманской области отнести к верхнечаудинскому комплексу, определив их в местных стратиграфических шкалах соответственно как идукопасский (по наиболее полному разрезу у м. Идукопас) и чаудино-бакинский [10] комплексы.

Возвращаясь к стратотипическому разрезу чаудино-бакинских отложений у м. Чауда, несомненно отвечающим двум трансгрессивным

Общие подразделения плейстоцена		Стратиграфические подразделения морского плейстоцена		Характерные конхилофаунистические ассоциации						
		Горизонты	Комплексы отложений стратотипических районов		I	II	III	IV	V	VI
Верхний плейстоцен	Черноморский	Новочерноморский	Новочерноморский							
		Древнечерноморский	Древнечерноморский		■	■	■	■	■	■
			Чушкинский							
	Сурожский	Сурожский	Панагийский		■	■	■	■	■	■
	Караиатский	Инкитский	Тузинский		■	■	■	■	■	■
	Караиатский	Караиатский	Эльтигенский						■	■
		Гумистинский	Чокракский		■	■	■	■	■	■
	Средний плейстоцен	Ашейский	Ашейский						■	■
			Макопсинский	Ашейский		■	■	■	■	■
		Узунларский	Пшадский	Узунларский	■	■	■	■	■	■
Нечелсугский				■	■	■	■	■	■	
Древнеэвксинский	Шалсугский	Древнеэвксинский	■	■	■	■	■	■		
	Древнеэвксинский		■	■	■	■	■	■		
Нижний плейстоцен	Верхнечаудинский	Идукопасский	Чаудино-Бакинский	■	■	■	■	■	■	
Нижнечаудинский	Выделяются к югу от изученного района на побережье СССР			■	■	■				



стадиям, разделенным регрессивной фазой, следует указать, что и в известном разрезе у Галлиполи (южный выход из Дарданелльского пролива), по Н.И. Андрусов [1], терраса с чаудинскими отложениями имеет также двучленное строение. При этом морские осадки с чаудинской фауной залегают в основании террасового разреза, а на них трансгрессивно залегают отложения со средиземноморской фауной: *Tapes cf. dinar* (= *Raphia senescens*), *Corbula gibba*, *Balanus* и др. [1]. Таким образом, не исключено, что первая фаза верхнечаудинской трансгрессии сопровождалась сквозным стоком черноморских вод через Босфор в Мраморное море—Дарданеллы, а вторая совпадала с одной из ранних (сицилийской или, скорее, милацской) трансгрессий Средиземного моря, вызвавшей ингрессию соленых вод и иммиграцию морской фауны в Дарданелльский пролив, а также подпор и подъем уровня чаудинского бассейна.

Более молодая, шестая, морская терраса Черноморского побережья древнеэвксинская — также пользуется широким развитием, а высота ее в Сочи—Гагринском районе достигает 90—120 м. На побережье северо-западного Кавказа древнеэвксинские отложения имеют отчетливое строение [8]. Нижняя их пачка (собственно древнеэвксинский комплекс) с фауной каспийских и эндемичных черноморских дидаки и дрейссен, отвечающая первой фазе трансгрессии, с перерывом (слой субаэральных суглинков, горизонт размыва), несомненно связанным с регрессивным спадом уровня моря, перекрывается морскими осадками, в которых, кроме каспийских форм, найдены наиболее эвригалинные средиземноморские: *Balanus*, *Cardium edule* (шапсугский комплекс). Таким образом, вторая фаза древнеэвксинской трансгрессии, несомненно, связана с трансгрессией Средиземного моря и иммиграцией из него в Черное море наиболее эвригалинной фауны. В Керченско—Таманской области, где иммиграция средиземноморской фауны, видимо, не имела места, подразделить древнеэвксинский горизонт на комплексы пока не удается.

Пятая терраса Черноморского побережья Кавказа — узунларская — также испытывает неотектонические деформации и высота ее береговой линии повышается к юго-востоку от 30—35 м у г. Геленджика до 65—80 м в Сочи—Гагринском районе. На участках берега

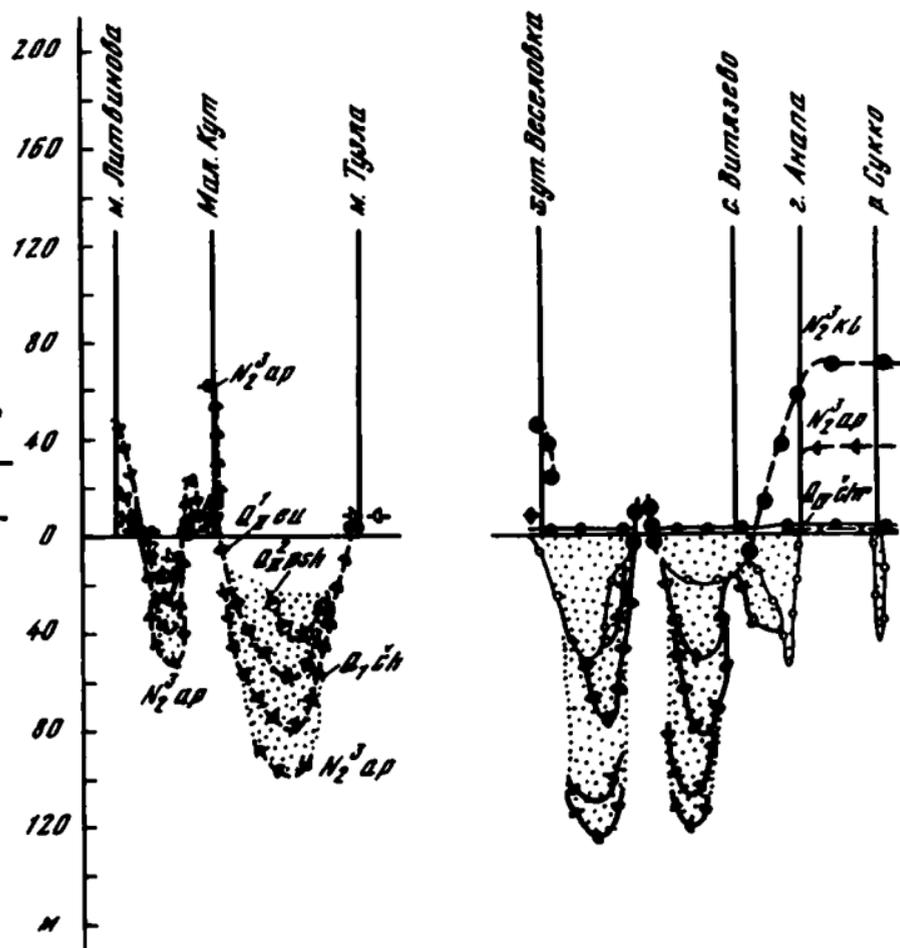
Рис. 1. Схема стратификации четвертичных отложений Черноморского побережья Кавказа и Керченско—Таманской области

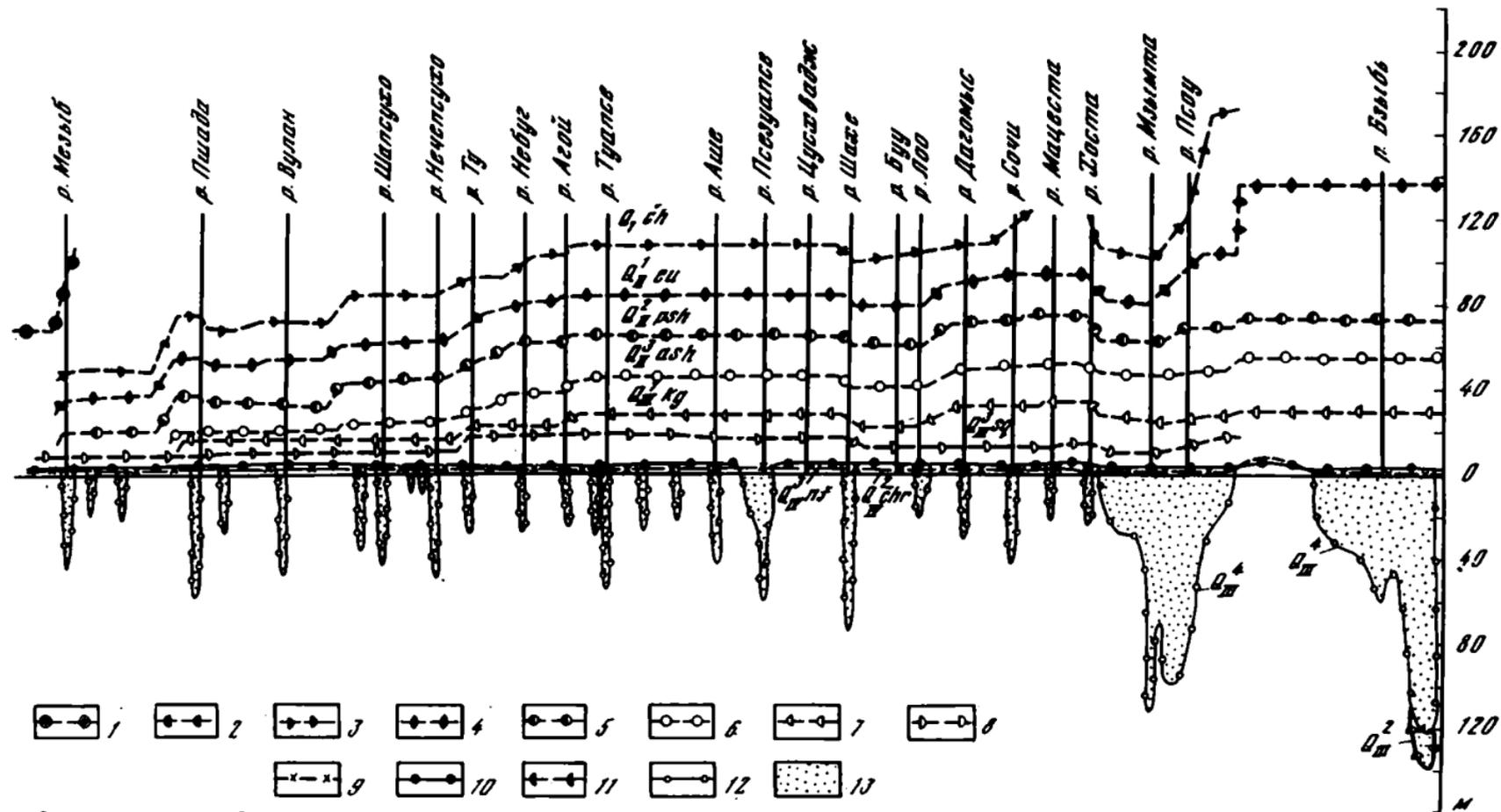
1 — Черное море; 2 — Керченский пролив; 3 — Азовское море.

Фауна: I — эндемичная черноморская (*Didacna tschoudae*, *D. pseudocrassa* и др.), II — пресноводная (*Viviparus*, *Unio*, *Driessena polymorpha* и др.), III — каспийская (*Didacna naliukini*, *D. pontocaspia*, *D. cristata*, *D. moribunda* и др.), IV — средиземноморская эвригалинная (*Cardium edule*, *Abra ovata*, *Mytilaster lineatus* и др.), V — средиземноморская относительно эвригалинная (*Chione gallina*, *Ostrea edulis*, *Raphia discrepans* и др.), VI — средиземноморская относительно стеногалинная (*Cardium tuberculatum*, *Raphia senescens*, *Corbula gibba*, *Nucula nucleus* и др.)

Рис. 2. Спектрограмма четвертичных и верхнеплиоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области

Гипсометрическое положение береговых линий морских террас (на участках новейших погружений – кровли отложений) бассейнов: 1 – куяльницкого ($N_2^1 kl$), 2 – апшеронского ($N_2^3 ap$), 3 – чайдинского ($Q_1^4 ch$), 4 – древнеэвксинского ($Q_{II}^1 eu$), 5 – пшадского или узунларского ($Q_{II}^2 psh$), 6 – ашейского ($Q_{II}^3 ash$), 7 – карангатского ($Q_{III}^1 kg$), 8 – сурожского ($Q_{III}^3 sg$), 9 – древнечерноморского ($Q_{IV}^4 dch$), 10 – нимфейского, или новочерноморского ($Q_{IV}^3 nl$); эрозионные врезы и абразионные платформы регрессий: 11 – предсурожской (Q_{III}^2), 12 – предголоценовой (Q_{III}^4); 13 – эрозионные ложбины и неотектонические депрессии, выполненные четвертичными и верхнеплиоценовыми отложениями





Окончание рис. 2.

между устьями рек Пшад и Вулан, а также Шапсуго и Нечепсуго осадки узунларской террасы обнаруживают отчетливое двучленное строение. Залегающие в основании разреза узунларского горизонта осадки нечепсугского комплекса содержат исключительно каспийскую фауну с характерными *Didacna ponto-caspia elongata* (M. Sok). Выше, отделяясь размывом, а участками и слоем континентальных суглинков (отвечающих, очевидно, промежуточной регрессии), залегают отложения пшадского комплекса, в которых наряду с каспийскими дидакнами и дрейссенами присутствуют эвригалинные средиземноморские *Cardium edule*, *Abra Ovata*, *Balanus*. Средиземноморские виды вверх по разрезу пшадских отложений начинают абсолютно преобладать над каспийскими.

В Керченско-Таманской области узунларский горизонт также пока не удается расчленить на комплексы, за исключением некоторых вскрытых скважинами лиманных разрезов. По-видимому, в обнажениях здесь сохранились лишь отложения верхнего (пшадского) комплекса, в которых наряду с преобладающими каспийскими моллюсками встречены единичные *Cardium edule* (урочище Малый Кут, Тобечикское озеро). Показательно, что на азовском побережье Керченско-Таманского района, как собственно и в самом Азовском бассейне, в узунларское время не были известны средиземноморские иммигранты фауны.

Четвертая терраса Черноморского побережья, высота которой по береговой линии повышается к Сочи-Гагринскому району до 55-60 м, названа ашейской [7]. Лишь в одном из стратиграфических разрезов у д/о "Макопсе" (к югу от г. Туапсе) морские террасовые отложения разделены на два комплекса: нижний, макопсинский, с каспийской фауной дидаки и дрейссениид и единичными *Cardium edule* и верхний, ашейский, имеющий наибольшее распространение и характеризующийся исключительно средиземноморской фауной, включающей также относительно стеногалинные карангатские формы, как *Raphia cf. senescens*, *Srobicularia plana*. Ураново-иониевые датировки абсолютного возраста раковин ашейского горизонта из разреза в устье р. Аше показали 139000±5000 лет (ЛУ-409 В), а вблизи устья р. Макопсе у береговой линии террасы 124000±3500 лет (ЛУ-406 В).

Третья и вторая морские террасы (карангатская и сурожская) на Черноморском побережье Кавказа также испытывают неотектонические деформации высот. В Сочи-Гагринском районе береговые линии карангатской террасы достигают высот 35-37 м, а сурожской - 18-20 м. Отложения экстремальных фаз этих трансгрессий выделены в качестве одноименных комплексов и характеризуются однотипным относительно стеногалинным комплексом средиземноморских моллюсков с карангатскими (ныне не живущими в Черном море) видами *Cardium tuberculatum*, *Rophia senescens* и др. В Керченско-Таманском районе стратиграфическими аналогами карангатского комплекса является эльтигенский, а сурожского - панагинский, выделенные по естественным обнажениям и разрезам буровых скважин в Керченском

проливе. Палеонтологическая характеристика этих горизонтов однотипна.

Абсолютный ураново-ионевый возраст раковин из отложений карангатского комплекса района Адлера определен в 74000 ± 3000 лет (ЛУ-404 В), из эльтигенского (по стратотипическому разрезу) 88000 ± 3000 лет (ЛУ-402 В), а из разрезах урочища Малый Кут-8500 ± 3000 лет (ЛУ-403 В).

Абсолютный возраст панагийских (сурожских) отложений определен также ураново-ионевым методом по разрезу у м. Тузла (восточный берег Керченского пролива) – 33100 ± 2800 лет (ЛУ-405 В), а по скв. 94 Гидропроекта на пересекающей Керченский пролив косе Чушка – 41250 ± 340 (ЛУ-348 В).

Данные последних лет позволяют выделить новые стратиграфические горизонты, отвечающие первым каспийским стадиям карангатской и сурожской трансгрессий, что подтвердило ранее предложенные гипотезы Г.И. Попова [10] и М.В. Муратова [4] о среднеэвксинских стадиях Черноморского бассейна.

Предкарангатские отложения, содержащие преимущественно каспийско-пресноводную фауну и единичные эвригалинные средиземноморские формы, описаны Г.И. Поповым на Черноморском побережье Кавказа в районе г. Сухуми (гумистинский комплекс), а также на северном берегу Керченского полуострова у Чокракского озера (мамарусский комплекс).

Отложения первой стадии сурожской трансгрессии вскрыты скважинами на п-ове Пицунда (инкитский комплекс); они содержат фауну дрейссенид и каспийских гастропод, возраст которых ураново-ионевым методом определен в 47000 ± 1700 лет (ЛУ-413). В Керченском проливе первой стадии сурожской трансгрессии отвечают осадки тузлинского комплекса также с фауной каспийского типа (*Didacna crassa*, *D. trigonoides*, *Dreissena polymorpha* и др.).

Первая морская терраса – новочерноморская, широко развитая в Сочи-Гагринском и в Керченско-Таманском районах, имеет голоценовый возраст и сформирована в результате новейшей трансгрессии Черного моря, включавшей не менее шести промежуточных трансгрессивно-регрессивных фаз (см. статью А.Б. Островского, Я.А. Измайлова, И.П. Балабанова и других в наст. сб.). Детальные исследования показали, что поверхность этой террасы сформировалась главным образом в последнюю, нимфейскую, фазу (2,5–1,5 тыс. лет назад).

Глубокие (до изобат 100–120 м) предсурожская и предчерноморская регрессии обусловили значительное переуглубление речных долин [5, 6], в которых накопились мощные толщи аллювиальных, лиманных и морских отложений. Начиная с предсурожского времени активная морская и дельтовая аккумуляция происходила также в пределах отрицательных неотектонических структур типа грабенов у п-ова Пицунда, Адлерской и Лазаревской низменностей Черноморского побережья Кавказа (см. рис. 2).

Обширные новые данные получены по археологии палеолита морских террас, а также террас устьевых участков речных долин [12].

С отложениями пятой, узунларской, и более древних террас связаны местонахождения раннепалеолитических ашельских орудий. Соответственно к морским осадкам четвертой, ашейской, и третьей, карангатской, террас и к коррелятным им континентальным образованиям приурочены находки среднепалеолитических мустьерских орудий, а к отложениям второй, сурожской, террасы – остатки позднепалеолитических культур. Наконец, на поверхности первой, новочерноморской, террасы известны многочисленные археологические находки времени греческой и римской колонизаций Черноморского побережья.

В целом, благодаря детальной изученности плейстоцена Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области, эти регионы можно считать опорными для стратиграфических корреляций как с другими регионами Азово-Черноморского бассейна, так и с отложениями морских бассейнов Европы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрусов Н.И. О возрасте морских послетретичных террас Керченского полуострова. – Избр. труды, т. 4, М., "Наука", 1965.
2. Гожиц П.Ф., Шевченко А.И. Положение и строение чаудинских отложений в стратиграфическом разрезе. – Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев, "Наукова думка", 1974.
3. Зубаков В.А., Кочегура В.В. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР. – В кн.: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., "Наука", 1973.
4. Муратов М.В. Четвертичная история Черноморского бассейна в сравнении с историей Средиземного моря. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1960, т. 35 (5).
5. Островский А.Б. О строении переуглубленных речных долин на Черноморском побережье Кавказа. – "ДАН СССР", 1966, т. 167, № 6.
6. Островский А.Б. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережья. – "Изв. АН СССР Сер. геогр.", 1967, № 1.
7. Островский А.Б. О морских террасах Черноморского побережья Кавказа между Анапой и устьем р. Шахе. – "ДАН СССР", 1968, т.181, № 4.
8. Островский А.Б., Шелинский В.Е. Новые данные об "узунларских" слоях Черноморского побережья Кавказа. – "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1969, т. 34 (2).
9. Островский А.Б. О некоторых палеогеографических критериях стратиграфической корреляции плейстоценовых отложений Азово-Черноморского бассейна. – Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев, "Наукова думка", 1974.
10. Попов Г.И. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений. – Материалы совещания по изучению четвертичного периода, т. 2. М., "Наука", 1961.
11. Шелинский В.Е., Островский А.Б. Об опыте геологического стратифицирования новых археологических памятников Черноморского побережья Кавказа. – Материалы к симпозиуму "Периодизация и геохронология плейстоцена". Л., "Наука", 1970.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ИЗМЕНЧИВОСТИ УРОВНЕЙ КАСПИЙСКОГО И АРАЛЬСКОГО МОРЕЙ

Среди морских бассейнов юга СССР особое место занимают Каспий и Арал – крупнейшие изолированные от Мирового океана моря–озера. Им обим свойственны ритмичные колебания уровней, проявляющиеся на протяжении всей истории их существования. Колебания уровней наблюдаются и сейчас и достигают значительных масштабов, что придает проблеме их изучения большое научное и народно–хозяйственное значение.

Истории развития Каспия и Арала существенно различны. Каспий является продуктом деградации Тетиса; как самостоятельное изолированное море он существует со среднеплиоценового времени. История Арала несравненно (в сотни раз) короче; это очень молодой озерный бассейн, образованный скоплением речных, главным образом амударьинских, вод в период, непосредственно предшествовавший, по–видимому, голоцену, когда Амударья, изменив направление течения, повернула к Аральской котловине. Таким образом, только в голоцене Каспий и Арал существовали одновременно.

Есть ряд данных (исторических, геологических), свидетельствующих о том, что на протяжении голоценового (послехвалынского) времени оба водоема испытывали значительные колебания уровней.

Многими исследователями установлено, что колебания уровня Каспия в плейстоцене и голоцене обусловлены климатическими причинами и что тектонические причины не оказывают на них заметного воздействия [15]. Но если это доказано для Каспийского моря, впадина которого находится в тектонически активной альпийской геосинклинальной области, то тем более очевидна ничтожная роль тектоники в изменениях уровня Арала, впадина которого целиком располагается в пределах тектонически стабильной эпигерцинской платформы. Таким образом, изменчивость уровней Каспия и Арала необходимо рассматривать не в связи с геологической историей этих морей, а в связи с изменениями палеогеографической (точнее, палеоклиматической) обстановки в их бассейнах.

Начало голоценовой истории Каспия ознаменовалось значительным снижением уровня моря. После многоводной дагестанской стадии в конце хвалынского века (последней стадии верхнехвалынской трансгрессии) море испытало глубокую мангышлакскую регрессию примерно в интервале от 10 до 7–8 тыс. лет назад [11]. Этот интервал, совпадающий с предбореальным и бореальным периодами, характеризовался наиболее сухим климатом за голоценовое время. Об особенностях климатической обстановки говорят спорово–пыльцевые комплексы мангышлакского горизонта. Отсутствие древесной растительности, обилие ксерофитов, ограниченный набор разнотравья

свидетельствуют о континентальности и аридности климата [1], что, по-видимому, обусловило усиление испарения и сокращение речного стока и вызвало тем самым значительное снижение уровня моря.

Мангышлакская регрессия сменилась новокаспийской трансгрессией, имевшей несколько стадий. Первоначально [6, 13] выделялось до трех стадий. Новейшими исследованиями выявлено пять стадий, разделявшихся периодами снижения уровня моря. Для трансгрессивных стадий, сформировавших на побережьях аккумулятивные толщи, установлены последовательность, примерный возраст и положение уровня моря [14]. Масштабы и продолжительность разделявших их регрессий пока не поддаются определению.

О существовании нескольких стадий новокаспийской трансгрессии говорит и изучение глубоководных донных отложений. Например, по данным диатомового анализа, новокаспийский ярус делится на пять горизонтов, несколько различающихся по условиям их накопления [4]. Многочленное строение новокаспийской толщи выявляется и при изучении карбонатности осадков. На кривой распределения CaCO_3 от подошвы к кровле новокаспийских отложений выделяются три резко выраженных максимума и, кроме того, два, а иногда даже три-четыре менее четких, прослеживающихся не во всех колонках донных отложений. Это позволяет предполагать, что дальнейшие детальные исследования береговых и донных отложений, возможно, выявят не пять, а больше стадий.

Новокаспийская трансгрессия связана с наступлением атлантического периода с мягким и влажным климатом [11]. О смягчении континентальности и увлажнении климата говорят спорово-пыльцевые спектры новокаспийских отложений, указывающие на преобладание фитоценозов ксерофитов, но, в отличие от мангышлакской стадии, с присутствием ксерофильного разнотравья и при участии лесных сообществ; подобная растительность близка современному растительному покрову окружающих Каспий территории [1].

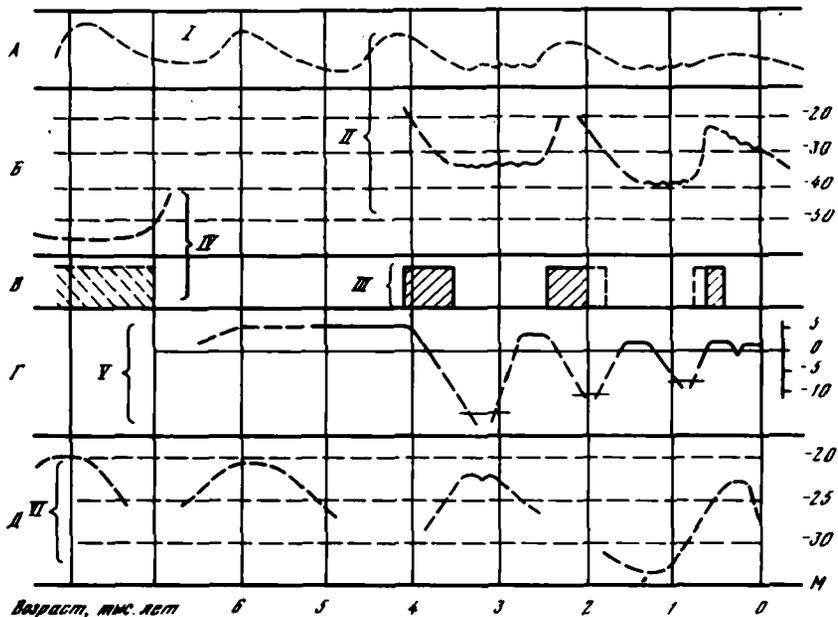
О смягчении и увлажнении климата в начале новокаспийского века свидетельствует и возросшая интенсивность выноса реками в море карбоната кальция и накопление его в донных отложениях [9, 11]. Считая, что степень карбонатности новокаспийских осадков в какой-то степени пропорциональна объему речного стока, наблюдавшемуся в период формирования этих осадков, можно говорить о том, что наиболее интенсивный речной сток наблюдался в начальную стадию новокаспийской трансгрессии, поскольку наибольшей карбонатностью отличаются осадки, лежащие в основании новокаспийской толщи. Такой вывод хорошо увязывается с мнением Г.И. Рычагова [14], согласно которому наиболее многоводной была именно первая, самая древняя стадия новокаспийской трансгрессии. Все четыре последующие стадии характеризуются, по Г.И. Рычагову, последовательным снижением уровня моря, что полностью согласуется с уменьшением карбонатности вверх по разрезу от подошвы к кровле новокаспийских отложений. Данных для более детальной увязки стадий новокаспийской трансгрессии с палеоклиматическими условиями пока нет.

Некоторыми исследователями делаются лишь попытки сопоставлять эти стадии с ритмами увлажнения, по А.В. Шнитникову.

Голоценовая история Аральского моря изучена в меньшей степени, чем история Каспия, однако ряд неопровержимых фактов свидетельствует о значительном размахе колебаний уровня и этого водоема. На его берегах установлены террасы с *Cardium edule* L., что говорит об одновозрастности их с новокаспийскими террасами Каспия. Есть данные и о регрессивных стадиях Арала. Погруженные береговые линии на глубинах 8, 11,5 и 15,5 м (соответственно 43,5, 40,5 и 35,0 абс. высоты) обнаружены при исследовании толщи прибрежных отложений с помощью вибротрубки [3]. По мнению Е.Г. Вейнбергса с соавторами [3], надводная терраса на абс. высоте около 56 м (древнеаральская стадия) сформировалась более 5 тыс. лет назад; расположенные ниже надводные и затопленные береговые линии моложе древнеаральской. Следы нескольких древних береговых линий на дне Арала были обнаружены также В.И. Лымаревым [8]. Узвязки колебаний уровня Арала в голоцене с какими-либо палеоклиматическими событиями не делалось. Имеются лишь, как и для Каспия, попытки увязать трансгрессивные и регрессивные фазы Арала с изменчивостью общей увлажненности [16, 17].

В обширной литературе, посвященной Каспию и Аралу, часто проводится мысль о связи колебаний их уровней, однако о характере этой связи высказываются различные, часто взаимоисключающие мнения¹. Наиболее известными среди вышедших в последние годы являются работы А.В. Шнитникова [16, 17], в которых анализируются вопросы изменчивости общей увлажненности материков Северного полушария. В свете рассматриваемой в этой статье проблемы интересны выводы А.В. Шнитникова о многовековой (1850-летней) ритмичности изменений увлажненности. Основываясь на анализе главным образом исторических данных, он показывает, что уровни Каспия и Арала изменяются синхронно, повышаясь в фазе максимумов увлажненности и регрессируя в фазы ее минимумов. Эти представления в последнее время стали широко использоваться при палеогеографических построениях. Однако некоторые исследователи, в распоряжении которых имеется фактический (геологический, геоморфологический, археологический) материал, приходят к выводам, отличающимся от указанных представлений. Это свидетельствует о том, что заключение о синхронности колебаний уровней Каспия и Арала и о строгой связи с 1850-летними ритмами увлажненности не совсем точно отражает действительную картину динамики уровней. Ранее нами уже был выполнен теоретический анализ связи колебаний уровней Каспия и Арала [12], в результате которого было показано отсутствие синхронности и выявлена гете-

¹ Обзор существующих взглядов на связь колебаний уровней Каспия и Арала дан в нашей статье [12].



Колебание уровней Каспия и Арала в голоцене

- А - изменчивость общей увлажненности;
- Б - колебания уровня Каспия (абс. отметки);
- В - трансгрессивные фазы Арала;
- Г - колебания уровня Арала (отметки от уровня моря 1970 г. - 51,5 м абс. высоты);
- Д - стадии новокаспийской трансгрессии (абс. отметки). I - по А.В. Шнитникову [16], II - по А.В. Шнитникову [17], III - по А.В. Шнитникову [17], IV - по Е.Г. Маеву [10]; V - по Е.Г. Вейнбергу с соавторами [3], VI - по Г.И. Рычагову [14]

рохронность этих колебаний. В дополнение к этому рассмотрим данные некоторых других авторов, затрагивающих в своих работах вопросы изменчивости уровней этих морей (рис.).

Как уже говорилось, А.В. Шнитников доказывает, что эпохам максимумов увлажненности (рис. I) соответствуют эпохи трансгрессий Каспия (рис. II), с которыми совпадают трансгрессивные эпохи Арала (рис. III). Именно с трансгрессиями Арала связан, по мнению А.В. Шнитникова, сток в Каспий по Узбою.

Изучение донных отложений Южного Каспия [10] позволило прийти к выводу о том, что в эпоху глубокой мангышлакской регрессии происходил устойчивый сток в Каспий по Узбою, обусловивший интенсивное поступление терригенного материала с восточного побережья, которое позднее (в новокаспийское время и до наших дней) стало бессточным. Если мы признаем, что сток по Узбою явля-

ется индикатором многоводного трансгрессивного состояния Арала, то получим совпадение по времени аральской трансгрессии с глубокой регрессией Каспия, что также противоречит представлениям А.В. Шнитникова о синхронности изменений уровней этих морей (рис. IV).

Не укладываются в схему А.В. Шнитникова и упоминавшиеся результаты вибробурения на дне Арала [3]. Составленный на основании этих работ график колебаний уровня Арала показывает, в частности, что один из пиков трансгрессии совпадает с минимумом увлажненности (около середины I тысячелетия нашей эры), а крупная трансгрессивная фаза 4–6 тыс. лет назад охватывала два соседних максимума увлажненности вместе с расположенным между ними минимумом (рис. V).

Значительный интерес в этой связи представляют также выводы Г.И. Рычагова [14] о пяти стадиях новокаспийской трансгрессии, особенно ценные тем, что для каждой из этих стадий имеются абсолютные датировки [7]. Так, например, третья и четвертая трансгрессивные стадии Каспия были в интервале 3–3,4 тыс. лет назад (рис. IV), т.е. тогда, когда, по А.В. Шнитникову, были фаза пониженной увлажненности, регрессия Арала и регрессия Каспия.

Много палеогеографических фактов, противоречащих представлениям А.В. Шнитникова, приводит А.С. Кесь [5]. Она, например, отмечает, что сток по Узбою, согласно результатам археологических и геоморфологических исследований, в течение неолита и бронзы продолжался не менее трех тысячелетий. Эти данные, как и приведенные выше, никак не увязываются с 1850-летней периодичностью А.В. Шнитникова. Минимум увлажненности, по А.В. Шнитникову, был с конца IV и до середины III тысячелетия до нашей эры, но именно в это время Узбой устойчиво функционировал.

Н.Г. Бродская [2], исследовавшая донные отложения Арала, обнаружила под толщей осадков гипсоносный прослой с раковинами *Cardium edule* L. Прослой имеет явно регрессивный характер. Образовался он, по подсчетам Н.Г. Бродской, 400–500 лет назад при снижении уровня Арала на 10–15 м ниже современного. Однако, по А.В. Шнитникову, период с XIII по XVI в. н.э. является трансгрессивным.

Все это позволяет прийти к выводу о том, что представления А.В. Шнитникова, вероятно, достаточно точно отражают изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария; что же касается истории отдельных конкретных водоемов, то здесь взгляды этого автора нуждаются в существенном уточнении. Сложность проблемы заключается в том, что реакция различных водоемов на общие для полушария изменения увлажненности отличаются многими индивидуальными чертами и не могут считаться сейчас достаточно выясненными. По-видимому, нельзя основываться только на исторических данных, за точность и достоверность которых не всегда можно поручиться. Более надежный материал может быть получен

в результате всесторонних комплексных (статистических, гидрологических, геолого-геоморфологических) исследований. Важными нам представляются работы по абсолютным датировкам известных стадий трансгрессий и регрессий Каспия и Арала, чему в дальнейших исследованиях должно быть уделено наибольшее внимание. Имеющиеся сейчас данные подтверждают наши представления о гетерохронности колебаний уровней этих морей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова Т.А., Маев Е.Г. Палинологическая характеристика и условия формирования горизонта позднехвалынской (мангышлакской) регрессии Каспийского моря. - В кн.: Маринопалинологические исследования. М., "Наука", 1974.
2. Бродская Н.Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. - "Труды ГИН АН СССР", 1952, вып. 115.
3. Вейнбергс Е.Г., Ульст В.Г., Розе В.К. О древних береговых линиях и колебаниях уровня Аральского моря. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, вып. 4. Рига, 1972.
4. Жаковщикова Т.К. Диатомовые водоросли в колонках донных отложений Каспийского моря. - "ДАН СССР", 1970, т. 190, №4.
5. Кесь А.С. Основные этапы развития Аральского моря. - В кн.: Проблема Аральского моря. М., "Наука", 1969.
6. Леонтьев О.К. К вопросу о масштабах и возрасте новокаспийской трансгрессии. - "Труды Океаногр. комис. АН СССР", 1959, № 4.
7. Леонтьев О.К., Каплин П.А., Рычагов Г.И., Свиточ А.А., Абрамова Т.А. Новые данные о четвертичной истории Каспийского моря. - В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 5. Изд-во МГУ, 1975.
8. Лымарев В.И. Берега Аральского моря - внутреннего водоема аридной зоны. Л., "Наука", 1967.
9. Маев Е.Г. К стратиграфии глубоководных отложений Южного Каспия. - "ДАН СССР", 1961, т. 136, № 6.
10. Маев Е.Г. Новокаспийские и верхнехвалыские осадки в южной части Каспийского моря. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1962, № 8.
11. Маев Е.Г., Лебедев Л.И. Некоторые черты палеогеографии мангышлакской и дагеставской стадий древнего Каспия. - В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 4. Изд-во МГУ, 1974.
12. Маева С.А., Косарев А.Н., Маев Е.Г. О связи колебаний уровней Каспийского и Аральского морей. - "Водные ресурсы", 1974, № 2.
13. Рычагов Г.И. Четвертичные ритмы Каспия. - "Вопр. геогр.", 1970, сб. 79.
14. Рычагов Г.И. Позднеплейстоценовая история Каспийского моря. - В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 4. Изд-во МГУ, 1974.
15. Туголесов Д.А. О причинах трансгрессий и регрессий Каспийского моря. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1948, № 6.
16. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1957.
17. Шнитников А.В. Внутривековая изменчивость компонентов общей увлажненности. Л., "Наука", 1969.

О НЕКОТОРЫХ НЕРЕШЕННЫХ ВОПРОСАХ РАЗВИТИЯ ДРЕВНЕГО КАСПИЯ

Проблема развития древнего Каспия еще далека от окончательного решения. Новый фактический материал, кроме интересной информации, также приносит массу новых вопросов. Многие неясности возникают вследствие терминологической и методической путаницы. Так, значительные расхождения у исследователей по вопросу количества плейстоценовых трансгрессий Каспия частично связаны с различным толкованием понятия "трансгрессия". Одни геологи любой подъем уровня моря считают самостоятельной трансгрессией, другие относят его к стадиям или подвижкам трансгрессии. Например, П.В.Федоров и О.К. Леонтьев [2] в конце позднего плейстоцена – голоцене выделяют две трансгрессии Каспия – позднехвальынскую и новокаспийскую – с рядом стадий. А.В. Шнитников [6] для этой же эпохи отмечает наличие следов семи пар трансгрессий и регрессий.

К.К. Марков [3] отмечает, что под трансгрессией "следует понимать длительные подъемы уровня бассейна, происходящие вне связи с эпизодическим воздействием метеорологических факторов" (с. 162). Как известно, одним из характерных признаков трансгрессии является трансгрессивное строение разреза осадков. Однако для древнекаспийских отложений более типичен регрессивный порядок напластования – от более тонких внизу к более грубым вверх. В общих чертах так сложены разрезы бакинских и хазарских отложений. Для первых в нижней части характерны пески и илестые пески с *Didacna catillus* Eich., переходящие выше в ракушечники и конгломераты с *Didacna rudis* Nal. и *D. carditoides* Andrus. Вторые в основании, в песках, содержат *D. crassa nalivkini* Wass., а выше, в ракушечниках – *D. surachanica* Andrus. Иногда в основании разреза древнекаспийских отложений прослеживаются осадки ингрессионного типа. На западном побережье Каспия – это бакинские супеси и песчанистые илы с *Didacna crassa parvula* Nal., в Северном Прикаспии – мелкие угнетенные дидакна в сизых илах разреза Александров-Гай [4].

Возможно, крупные длительные (десятки–сотни тыс. лет и более) подъемы уровня моря следует называть трансгрессивными эпохами, выделяя в истории каждой из них трансгрессивные и регрессивные тенденции, в свою очередь осложненные более мелкими колебаниями уровня (стадии, фазы, повышения, спады и т.д.). Отличительными чертами трансгрессивной эпохи от более мелких подвижек уровня моря являются: ее длительность, наличие комплекса осадков с характерным набором ископаемых организмов, четкие перерывы, отделяющие морские осадки от подстилающих и кроющих. В истории древнего Каспия отмеченной совокупности условий полностью отвечают бакинские, хазарские и хвальынские моря. Длительность их существования составляла примерно (соответственно)

100–120, около 250 и 10 тыс. лет (по данным термолуминесценции и радиоуглеродного анализа), мощность осадков достигала 100 м и более. Отложения охарактеризованы комплексами руководящих моллюсков и разделены длительными перерывами и континентальными (сингильскими, черноморскими, ательскими) образованиями.

Если же трансгрессивные эпохи Каспия устанавливать по меньшему "набору" признаков, либо одному из них, то выделение самостоятельных каспийских трансгрессий будет продолжаться бесконечно. Скажем, если загадочное появление *Cardium edule* L. в голоценовом Каспии наряду с незначительным подъемом последнего послужило одним из критериев выделения новокаспийской трансгрессии, то почему нельзя то же самое сделать со слоями, содержащими поздних вселенцев: *Mytilaster lineatus* (Gmel.) и *Balanus improvisus* Darwin?

Для систематизации колебаний древнего Каспия также необходимо установление репера, относительно которого определялись бы положительные и отрицательная тенденции в его изменениях. В настоящее время таким репером служит уровень современного моря на отметке около –28 м абс. высоты. Однако это принципиально неверно. Представляется очевидным, что современный Каспий является бассейном, находящимся в глубокой регрессивной стадии. Начало ее проявления относится к позднехвальнской эпохе в конце позднего плейстоцена. С этого времени и в течение всего голоцена уровень моря прогрессивно понижается, изредка прерываясь небольшими по длительности и амплитуде подъемами уровня, однако никогда не достигавшими нулевой отметки. В то же время в целом для древнего Каспия характерны более высокие стояние уровня моря и периодическое сообщение с Черноморским бассейном. Учитывая это, а также амплитуды максимального и минимального стояний уровня моря, достигавшего во время максимума хвальнской трансгрессии отметки 50 м абс. высоты (абразионный уступ и террасы хвальнского моря), а ранее снижавшегося до отметок –48÷–50 м абс. высоты (хазарские известняки в районе Краснодарского полуострова), по-видимому, следует за условный репер принять нулевую отметку, определяя относительно ее положение и тенденцию развития Каспия.

Следствием этого явилось бы отнесение позднехвальнской и новокаспийской трансгрессий Каспия к положительным (трансгрессивным) стадиям (фазам) развития моря в послехвальнскую регрессивную эпоху, что более объективно соответствует их роли и таксономическому рангу в истории древнего Каспия. В самом деле, как можно ставить знак равенства (хотя бы систематического) между позднехвальнской и, скажем, хазарской трансгрессиями. Длительность проявления и мощности их осадков различаются на два порядка, амплитуды колебания бассейнов – на три; степень и характер индивидуализации руководящей фауны резко различны.

Одним из интересных и спорных вопросов древнего Каспия является колебание его солёности. Вслед за П.В. Федоровым [5], большинство исследователей рассматривают хвальнское море как зна-

чительно опресненный водоем с соленостью существенно ниже (до 6–7%) современной, либо как почти пресное озеро [1]. Причиной его опреснения обычно называется обильное поступление пресных вод (особенно с севера, из районов валдайского оледенения). Если это так и трансгрессия хвалынского моря связана с обильным поступлением талых вод материковых ледников Русской равнины, то наибольшее опреснение, по-видимому, следует ожидать в районе Северного Прикаспия. Однако анализ руководящих ископаемых (моллюсков рода *Didacna* Eichwald) из хвалынских отложений Северного Прикаспия показывает, что соленость открытых участков моря здесь примерно соответствовала современной солености Среднего и Южного Каспия (около 12–13‰) и вдвое превышала соленость нынешнего Северного Каспия (5–7‰). Это устанавливается по широкому распространению в хвалынских отложениях моллюска *Didacna protracta* Eichw. – вида, ныне обитающего только на шельфе Среднего и Южного Каспия на глубинах 30–50 м при средней солености 12–13‰.

Большинство моллюсков р. *Didacna* Eichw.: – *D. protracta* Eichw., *D. parallella* Vog., *D. delenda* Vog. – из хвалынских отложений Северного Прикаспия, если учесть их современное распространение, вряд ли смогло бы выдержать длительное существование при солености 5–7‰. На это способны только тригоноидные дидакны, единственные представители рода *Didacna* Eichw., обитающие ныне в Северном Каспии при солености около 7‰ и выше. Есть основания предполагать, что в короткие регрессивные эпохи (предхвалынскую и послехвалынскую) происходило определенное опреснение всего моря либо крупных его участков, подобно нынешнему Северному Каспию. В свою очередь, это вызвало резкие изменения каспийского бентоса, существенно превышавшие по значимости эволюцию фауны времени длительных трансгрессий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Квасов Д.Д. Палеогидрология Каспия в хвалынское время. – В кн.: Верхний плейстоцен, М., "Наука", 1966.
2. Леонтьев О.К., Федоров П.В. К истории Каспийского моря в поздней и послехвалынской время. – "Изв. АН СССР, Сер. геогр.", 1953, №4.
3. Марков К.К. О признаках трансгрессий и регрессий. – "Труды I Всесоюз. геогр. съезда", 1934, вып. 3.
4. Свиточ А.А. Плейстоценовые отложения севера Волго-Уральского междуречья Прикаспийской низменности и условия их образования. – В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, сб. 5, Изд-во МГУ, 1973.
5. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. – "Труды ГИН АН СССР", 1957, вып. 10.
6. Шнитников А.В. Современные колебания уровня Каспия с точки зрения текущих колебаний климата и уровня режима Каспия за послехвалдайское время. – В кн.: Каспийское море, Изд-во АН АзССР, 1963.

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ В ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ ПО ДАННЫМ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ОСАДКОВ

В настоящей статье излагаются результаты изучения примерно 500 колонок, собранных в глубоководных котловинах Среднего и Южного Каспия, на Апшеронском и Мангышлакском порогах, на восточном шельфе Среднего Каспия и на дагестанском шельфе. Вскрытый разрез осадков включает хвалынский и новокаспийский горизонты. Литология и условия образования этих ярусов в глубоководных частях моря уже описывались, в частности в монографии "Осадки Каспийского моря" [2]. Опубликованные материалы сейчас могут быть дополнены результатами изучения шельфовых отложений (главным образом осадков дагестанского шельфа).

Изучены три горизонта осадков: дагестанский, отложившийся во время последней трансгрессивной стадии хвалынского века; мангышлакский, сформировавшийся в эпоху послехвалынской регрессии; новокаспийский. Исследованы литология этих горизонтов, фауна ostracod и моллюсков, спорово-пыльцевые комплексы. Проанализированы также формы рельефа, образованные этими осадками. Все это позволяет получить некоторые сведения об условиях, в которых происходило накопление осадков, а в сочетании с результатами исследований на суше — дополнить и детализировать представления о палеогеографической обстановке Каспийского бассейна в верхнем плейстоцене и голоцене.

Остановимся вкратце на методике расшифровки палеогеографических условий и рассмотрим, о каких именно особенностях обстановки в море и в пределах его бассейна можно говорить, основываясь на изучении донных отложений.

Наиболее ярко запечатлеваются в осадках основные черты гидродинамических и литодинамических условий в море: поверхностные и придонные течения, вертикальная циркуляция вод, изменения уровня моря, подводные оползни, суспензионные потоки; по особенностям фаунистических комплексов можно судить о солевом режиме бассейна.

Размещение постоянных течений в море может быть определено по картине распределения донных осадков. Как правило, по ходу течения последовательно сокращаются мощности осадков на дне и увеличивается их тонкозернистость. Зная распределение осадков по площади дна и учитывая рельеф дна и конфигурацию водоема, можно судить о направлении основных течений, транспортирующих осадки.

Придонные течения фиксируются в разрезе осадков стратиграфическим несогласием, образованием поверхностей размыва, выпадением отдельных горизонтов.

Такой же эффект (выпадение горизонтов, образование поверхностной размыва) может быть вызван подводным оползанием осадков, но в этом случае также наблюдается нарушение нормально-слоистой текстуры осадков, а иногда и формирование своеобразных фестончатых форм рельефа. Если придонные течения приводят главным образом лишь к удалению осадков или только препятствуют осадконакоплению, то здесь денудация сочетается со специфической аккумуляцией.

О деятельности суспензионных потоков свидетельствуют песчаные прослои со следами размыва в подошве, градационная слоистость. Участкам, где действуют эти течения, присущ своеобразный эрозионный мелкорасчлененный рельеф. Сочетание такого рельефа с особенностями осадков позволяет достаточно надежно выделять зоны деятельности суспензионных потоков.

Падение уровня моря (снижение базиса эрозии) приводит к поступлению в море более крупнозернистого материала. Это сказывается не только на шельфовых осадках, но и на глубоководных, хотя степень укрупнения там, конечно, меньше (например, глинистые илы замещаются алевритово-глинистыми). С падением уровня, т.е. регрессией, прибрежные мелководные фашии смещаются в направлении центральных областей шельфа. Со смещением литологических типов осадков и уменьшением глубины моря сочетаются также смещение фаунистических комплексов и изменение характера захоронения и сохранности раковин. Специфические прибрежные формы рельефа (береговые валы) также начинают формироваться вблизи вновь образованной береговой линии. Анализ перечисленных признаков (фациального облика осадков, фаунистических комплексов, форм рельефа прибрежного генезиса) позволяет делать выводы о размерах регрессий, а также в какой-то мере, на основании изучения видового состава фаунистических комплексов, судить о солевом режиме бассейна.

Несколько более сложной является расшифровка той обстановки, которая наблюдалась на прилегающей суше в пределах водосборного бассейна.

Об относительной суровости, континентальности климата (в частности, суровости зим) можно судить по масштабам разноса грубообломочного материала, который мы обнаруживаем вкрапленным в тонкозернистые осадки открытых частей моря. По нашему мнению, в условиях Каспия примесь такого материала ни с чем другим, кроме разноса плавучими льдами, связать нельзя. В разных горизонтах масштабы разноса ледового материала существенно различны.

Как известно, кривая карбонатности каспийских осадков значительно дифференцирована по вертикали. Принимая вслед за С.В. Бруевичем, что источником карбоната кальция в каспийской воде являются речные воды, мы считаем, что интенсивность осаждения CaCO_3 самым тесным образом связана с климатическими условиями в бассейне Каспия. Усиление хемогенного карбонатакопления свидетельствует об изменении климата в сторону потепления, без этого



Рис. 1. Сопоставление горизонтов донных отложений с основными этапами новейшей истории Каспия

- 1 - глинистые илы;
- 2 - алевролитово-глинистые илы;
- 3 - слабоизвестковые глинистые илы;
- 4 - слабоизвестковые алевролитово-глинистые илы;
- 5 - известковые глинистые илы

возможны вынос CaCO_3 реками и накопление его в морской воде до состояния перенасыщения. Колебания карбонатности второго порядка (внутри высококарбонатных толщ) также отражают усиление или ослабление поставки карбонатов реками, указывая на чередование относительно многоводных и маловодных эпох.

Еще один надежный показатель климатической обстановки - спорово-пыльцевые комплексы, указывающие на характер растительного покрова территорий, обрамляющих Каспий. Преимущественно глинистые осадки Каспия благоприятны для палинологических исследований.

Основываясь на всех перечисленных признаках, можно следующим образом охарактеризовать палеогеографическую обстановку рассматриваемых этапов (рис. 1).

В дагестанскую стадию верхнехвалынской трансгрессии, которая сопоставляется с последними стадиями отступления валдайского оледенения, уровень моря располагался на 12 м выше современного [3]. Основные поверхностные течения были примерно те же, что и сейчас; они образовывали циклонический круговорот с халистатическими зонами в центре. Совпадают даже некоторые детали: например, как и сейчас, помимо основного круговорота течений, действовал

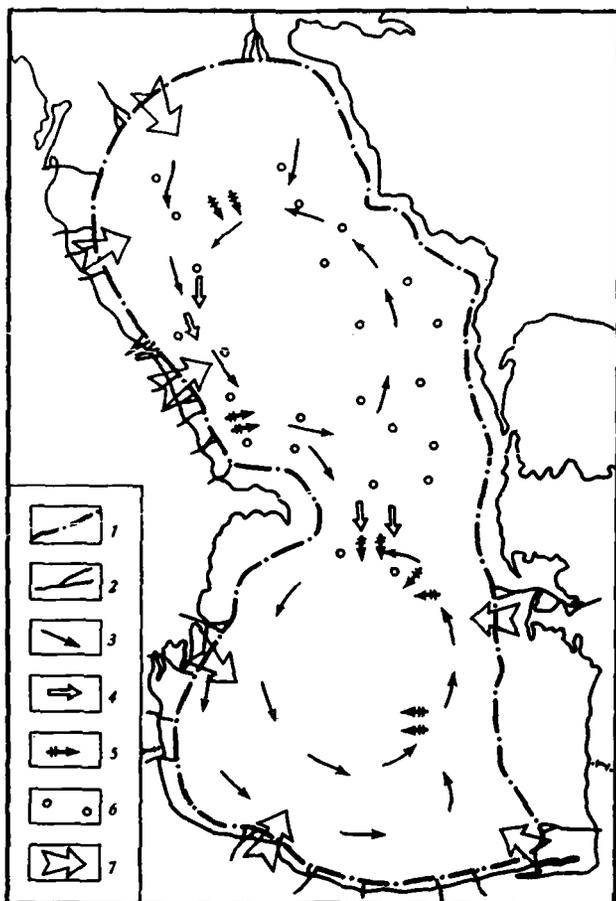


Рис. 2. Палеогеографическая схема Каспия в мангышлакское время

- 1 - предполагаемое положение береговой линии;
- 2 - реки;
- 3 - поверхностные течения;
- 4 - сильные придонные течения;
- 5 - суспензионные течения;
- 6 - зона разноса грубообломочного материала плавучими льдами;
- 7 - поступление терригенного материала с суши

поток, переносивший осадочный материал через восточную часть Мангышлакского порога в Северную впадину Среднего Каспия. Поставка карбонатов реками была минимальной (холодный климат). Плавающие льды были многочисленными даже в Южном Каспии.

О достаточно прохладном и влажном климате этой стадии, чем она существенно отличается от последующих (мангышлакской и ново-

каспийской), свидетельствуют спорово-пыльцевые спектры осадков. Они говорят о значительном распространении лесной растительности, включающей хвойно-широколиственные и хвойные леса с незначительным участием ксерофитных фитоценозов¹.

Следующая, мангышлакская, стадия (рис. 2) выделяется заметным снижением уровня моря, что связано с существенной аридизацией климата. Спорово-пыльцевые спектры осадков свидетельствуют о распространении на каспийских побережьях травянистой растительности полупустынного типа и о резкой ксерофитизации растительного покрова, в составе которого леса практически не принимали участия. Циклонический круговорот течения, судя по распределению осадков, оставался по-прежнему неизменным. Высокие темпы осадкоаккумуляции привели к развитию сушензюнных течений в отдельных районах: на западном склоне Среднего Каспия и на восточном склоне Южного Каспия. Прежним оставалось и размещение основных речных систем, но с одним существенным отличием: с восточного побережья Южного Каспия поставлялся обильный терригенный материал, что мы связываем с деятельностью Узбоя; дельта же Волги находилась в районе Мангышлакского порога, и весь Северный Каспий представлял собой сушу. В предшествующую (дагестанскую) и последующую (новокаспийскую) эпохи этот сток по Узбою в донных осадках никак не проявлялся и восточное побережье, по-видимому, как и сейчас, оставалось бессточным.

На основании изучения комплексов моллюсков удалось установить, что соленость северной части Среднего Каспия была в это время близка к солености современного Северного Каспия; это объясняется впадением палео-Волги во время мангышлакской регрессии на месте современного Мангышлакского порога.

Одним из важных является вопрос о масштабах мангышлакской регрессии. Наибольшим распространением сейчас пользуется представление о том, что уровень моря в это время не снижался больше чем на 10–12 м ниже современного. В свое время сообщалось о нескольких колонках из Южного Каспия и Апшеронского порога, судя по которым уровень мангышлакской регрессии был значительно ниже (более 30 м ниже современного); еще раньше об этом писал В.Г. Рихтер. Сейчас в результате работ на западном шельфе Среднего Каспия можно считать доказанным, что несомненно мангышлакский возраст имеет стадия стояния уровня на 20–22 м ниже современного². Мы рассматриваем ее как одну из стадий мангышлакской регрессии.

На указанных глубинах обнаружен реликтовый береговой бар ("Дербентская банка"), сложенный грубообломочной толщей осадков. Фаунистический комплекс, заключенный в этих отложениях, содержит такие формы, как *Didacna barbotdemarnyi* (Grimm), *D. parallella* Bog.,

¹ Палинологическое изучение каспийских осадков выполнено Т.А. Абрамовой.

² На такой уровень мангышлакской регрессии указал впервые М.М. Жуков [1].

D. protracta novocaspica Glaz., *Dreissena elata* (Andr.), и другие, характерные для новокаспийского времени, однако, наряду с ними избыточны *D. baeri* (Grimm), являющиеся преобладающей формой в этом комплексе.

Поскольку наибольшее распространение крупных толстостворчатых *D. baeri* (Grimm) отмечается для позднехвалынского времени [4], можно утверждать, что формирование рассматриваемой толщи происходило в позднехвалынский – ранненовокаспийский этап развития древнего Каспия. Толстостворчатые *D. baeri* (Grimm) составляли ядро танатоценоза позднехвалынского времени и вместе с более поздними ранненовокаспийскими формами они образовали тот органический материал, который послужил основой для формирования рассматриваемой грубообломочной толщи. Следовательно, можно определенно говорить о том, что эта толща, а следовательно, и сложенный ею реликтовый береговой бар, сформировались в регрессивную стадию, непосредственно предшествовавшую новокаспийской трансгрессии, т.е. в эпоху мангышлакской регрессии. Об этом же говорит и тот факт, что в ряде колонок установлено непосредственное залегание регрессивной толщи на фаунистически охарактеризованных верхнехвалыньских отложениях.

Во время новокаспийской трансгрессии, сменившей мангышлакскую регрессию, палеогеографические условия приближались к современным. Особенностью этого этапа развития Каспия, в отличие от рассмотренных выше, явилось интенсивное накопление в осадках хомогенного карбоната кальция. Изменение содержания $CaCO_3$ по разрезу новокаспийских осадков свидетельствует о многофазности новокаспийской трансгрессии и о наибольшей многоводности ее первой фазы.¹

В заключение отметим, что до недавнего времени палеогеографические построения для Каспия велись преимущественно на основании изучения береговых террас. Используя данные литолого-стратиграфического изучения донных осадков Каспия, можно не только восстановить палеогеографию самого бассейна, но и существенно дополнить материалы, полученные по береговым террасам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жуков М.М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. – В кн.: Проблемы Западного Казахстана, т. 2. М.–Л., Изд-во АН СССР, 1945.
2. Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. М., "Наука", 1973.
3. Леонтьев О.К., Федоров П.В. К истории Каспийского моря в поздне- и послехвалыньское время. – "Изв. АН СССР, Сер. геогр.", 1953, вып. 4.
4. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. – "Труды ГИН АН СССР", 1957, вып. 10.

¹ Подробнее об этом см. в статье Е.Г. Маева, С.А. Маевой в наст. сб.

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ВО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫХ МОРЕХ ЮГА СССР

Азовское и Аральское моря и Северный Каспий являются интересными объектами для решения ряда вопросов, связанных с современным осадконакоплением. Азовское море и Северный Каспий расположены на границе между зонами с аридным и гумидным климатом. Большая часть водосборных площадей этих водоемов находится в гумидной зоне, а сами водоемы – в семиаридной. Вследствие этого осадконакопление в них обладает чертами, присущими как водоемам аридной зоны, так и морям с гумидным климатом. Для Арала свойственно преимущественно осадкообразование начальной стадии аридного литогенеза. Внутриконтинентальное расположение и отсутствие связи с Мировым океаном позволяют определить роль основных источников в поступлении седиментационного материала методом баланса и проследить распределение этого материала по акватории морей. Специфические природные условия предопределяют сложность современных процессов осадконакопления и динамичность естественного состава донных отложений.

В общем виде современное осадконакопление сводится к следующей схеме. Поступая в конечный водоем стока, седиментационный материал длительно премещается во взвешенном и растворенном состоянии, взаимодействуя с водной средой и частично поглощаясь организмами. Затем совершается переход в донные осадки, контролируемый гидродинамическими, геохимическими и гидробиологическими условиями. Наконец, в осадке происходит геохимический обмен в системе "осадок-вода" на стадии раннего диагенеза.

Основными источниками поступления седиментационного материала в морские водоемы являются выносы рек, продукты разрушения берегов и дна, эоловый вынос (табл. 1). Для каждого моря роль того или иного источника различна. Азовское море в данном случае может служить примером, иллюстрирующим значение абразионных веществ в питании водоемов осадочным материалом [8,9]. Для Северного Каспия характерно преобладание эоловых выносов. В Аральском море основное значение в балансе имеют выносы рек Амударья и Сырдарья.

Наряду с многообразием основных источников питания следует отметить неравномерный объем поступления седиментационного материала, что обусловлено обычно климатическими факторами. В маловодные годы выносы рек понижаются вдвое-втрое. Эпизодические, но сильные пыльные бури на юге Русской платформы способствуют переносу значительных объемов обломочного материала. Так, в 1969 г. ветром в Азовское море было вынесено 50 млн. т наносов, что почти в восемь раз превышает современный твердый сток Дона и Кубани.

Таблица 1

Роль основных источников в поступлении осадочного материала
(в млн. т) во внутриконтинентальные моря

Основные источники	Азовское море	Аральское море	Северный Каспий
Вьносы рек:			
взвешенные	7,7	82,3	18,2
растворенные	11,27	32,21	24,0
Абразия берегов и дна	28,0	7,2	-
Золотые вьносы	5,0	36,0	45,3
Всего	51,97	157,71	137,5

Интенсивно изменялся в голоцене в Аральском море баланс седиментационного материала. В период трансгрессии на акваторию поступало до 170–180 млн. т. осадочного материала, в период регрессии и сброса вод Амударьи в Сарыкямьшскую впадину – до 50–60 млн. т, что обуславливало неравномерную скорость осадконакопления: от 1,0 – 1,2 до 0,1–0,2 мм/год.

Особенностью питания Азовского и Аральского морей и Северного Каспия является чрезвычайная тонкозернистость вносимого обломочного материала. Медианный диаметр его частиц обычно равен 0,03–0,04 мм. Поступление на акваторию морей большого количества пелитового и алевроитового материала способствует образованию в основном глинистых и мелкоалевритовых илов. Мелкоалевритовая и глинистая фракции выносятся в глубоководные части морей, где после длительного химического и механического воздействия переходят в осадок. Песчаная фракция идет на образование прибрежных отложений. В связи с сезонными и годовыми колебаниями поступления седиментационного материала и под влиянием изменения гидродинамической активности в этих мелководных водоемах пространственное распределение, состав и содержание взвесей подвержены резким колебаниям как в пространстве, так и во времени (табл. 2). В Северном Каспии количество взвешенного материала изменялось в 1972 г. от 14 млн. т в апреле до 5,4 млн. т в июле. В 1971 г. количество взвесей в водной толще Азовского моря колебалось от 7,1 млн. т в июне до 13 млн. т в июле. При этом соотношение между минеральной частью и органической изменялось от 1,8 в апреле (в период цветения диатомовых водорослей) до 4,1 в августе–сентябре за счет интенсификации абразионных процессов и усиления гидродинамической активности [6]. 1972 г. по сравнению с 1971 г. отличался маловодностью, что резко сказалось на концентрации взвесей, количество которых составило всего лишь 3–4 млн. т.

Изучение химического состава взвешенного материала показало возрастание во взвеси содержания свинца, хрома, ванадия, никеля,

Таблица 2

Сезонное распределение взвеси (в млн. т) в водной толще Азовского моря

Район	Апрель			Июнь		
	1	2	3	1	2	3
Таганрогский залив	3,7	2,9	0,8	1,7	1,2	0,5
Открытая часть моря	8,5	4,9	3,6	5,4	3,4	2,0
Всего	12,2	7,8	4,4	7,1	4,6	2,5

Примечание. 1 – взвесь суммарная; 2, 3 – соответственно минеральная и органическая части взвеси.

меди, цинка, марганца и других элементов от весны к середине лета. В августе отмечался резкий спад, а к осени происходило опять увеличение. Четко выражена тенденция роста содержания элементов во взвешенном состоянии с глубиной. Исключение составляет июль, когда значения их во взвесах поверхностного слоя были больше, чем у дна. Изменяется и минералогический состав взвеси. В летние месяцы концентрация хемогенного CaCO_3 достигает 30%, местами встречаются сульфиды железа. Весной и осенью содержание CaCO_3 резко понижается и, как правило, не превышает 10–15%.

Исходя из вышеизложенного, можно сделать вывод, что водная толща является одним из основных контролирующих факторов современного осадконакопления. Морскую воду следует рассматривать как мощный химический реагент, как среду сложнейших физико-химических процессов, в которой наряду с подводным выветриванием (гальмиролиз) происходят диагенетические преобразования. На наш взгляд, исследование процессов, происходящих в водной толще, особенно в системе "взвесь-вода", позволяет правильно понять механизм современного осадконакопления, определить изменения, происходящие с осадочным материалом до окончательного перехода его в зафиксированное состояние.

Примером, иллюстрирующим интенсивность биогеохимических процессов в водной толще, может служить интенсивность перехода аутигенного кремнезема в донные отложения. Общегодовая биологическая аккумуляция кремнезема диатомовыми водорослями в Азовском море составляет 8,42 млн. т. Ежегодно же захоранивается в осадках 250 тыс. т, что составляет всего лишь 3% биогенно образованного в водоеме аутигенного кремнезема [10]. Таким образом, коэффициент оборачиваемости (отношение продуцируемого кремнезема к захороненному) равен почти 34.

Приведенные данные со всей очевидностью подтверждают мысль об интенсивности минерализации отмершего планктона. Геохимическая эффективность перехода аутигенного кремнезема в осадок незначительна, несмотря на биохимическую активность живого веществ-

Июль			Август			Октябрь		
1	2	3	1	2	3	1	2	3
1,4	1,1	0,3	0,5	0,4	0,1	0,7	0,5	0,2
11,6	8,8	2,8	10,8	8,7	2,1	8,4	6,6	1,8
13,0	9,9	3,1	11,3	9,1	2,2	9,1	7,1	2,0

ва, что свойственно не только Азовскому морю, но и другим внутриконтинентальным морским водоемам. Следует также отметить, что интенсивность геохимических процессов в водной толще уменьшается по мере аридизации условий осадконакопления. В Аральском море коэффициент оборачиваемости аутигенного кремнезема менее 10.

В связи с мелководностью исследуемых водоемов в условиях изменяющихся природных процессов донные осадки являются весьма динамичными. Сезонные изменения вещественного состава донных отложений можно проследить на примере Азовского моря (см. статью Ю.П. Хрусталева и В.А. Мамыкиной в наст. сб.).

Поступление в 1969 г. 50 млн. т седиментационного материала сказалось как на литологическом, так и на химическом составе донных осадков Азовского моря. Всего в Азовское море в этом году было внесено 36 тыс. т марганца, 1500 т никеля, 950 т меди, 750 т свинца, 410 т кобальта, что соответственно в 2,9; 4,1; 1,6; 3,6; 4,5 раза превышает поступление их с материковым стоком Дона и Кубани в 1969 г. Образовавшийся за счет эоловых наносов слой глинистых илов характеризовался более повышенными содержаниями микроэлементов по сравнению с донными отложениями предыдущего года: марганца - на $0,6 \cdot 10^{-2}$, свинца - на $4 \cdot 10^{-3}$, никеля - на $0,5 \cdot 10^{-3}\%$.

Несмотря на сезонные изменения в распространении основных литологических типов донных осадков, четко прослеживается приуроченность их к определенным площадям, характеризующимся свойственными только им гидродинамическими условиями и рельефом дна,

На примере Северного Каспия можно проследить, как изменяется вещественный состав донных осадков в регрессивную стадию развития водоема. В северной части Каспийского моря за последние 40-50 лет в связи с катастрофическим (на 2,5 м) падением уровня донные осадки претерпели существенную трансформацию. Сравнение карт донных отложений, составленных по материалам съемок 1932-1940, 1953-1954 и 1969-1971 гг., показало значительное увеличение ареалов развития песков и ракушечников при рез-

Таблица 3

Площади (в тыс. км²), занятые различными типами осадков в Северном Каспии

Годы исследования	Тип осадка						Исследованная площадь
	илистый песок	песчаный ил	ил	глинистый ил	ракушечник	песок и песок с ракушкой	
1932-1944 (по А.С.Павловой [3])	16,5	16,6	2,5	0,1	8,2	50,6	98,5
1953-1954 (по А.С.Павловой [3])	6,9	10,8	0,9	-	10,7	55,7	85,0
1969-1971	6,2	5,4	0,3	-	7,4	58,4	77,7

ком сокращения площадей, занятых глинистыми и алевроитовыми илами (табл. 3). По сравнению с 1940 г. площадь илистых осадков уменьшилась в 2,3 раза, с 1954 г. - в 1,3 раза. Существенные изменения произошли в химическом составе осадков. Содержание карбоната кальция в песках увеличилось в три раза (с 11,93 в 1940 г. до 34,34% в 1971 г.), в мелкоалевритовых илах - в 1,8 раза (с 30,46 в 1940 г. до 57,13% в 1971 г.). Концентрация железа, марганца, титана, ванадия, никеля и других элементов понизилась (расчеты велись на бескарбонатное вещество). Погружение осадков и повышение в них содержания карбоната кальция биогенного происхождения, по-видимому, является характерным для определенного этапа регрессивного развития водоема. Подобное явление наблюдается в голоценовой толще Аральского моря, где образованию слоев, обогащенных сульфатами (обычно гипсом), предшествует накопление слоя с повышенным количеством ракушки.

Как известно, процессы ранней стадии диагенеза существенно влияют на изменение химического состава донных осадков. Азовское море отличается от других внутриконтинентальных водоемов интенсивностью диагенетических преобразований, что обусловлено своеобразием природных условий. Для него характерно четко выраженное сезонное перераспределение микроэлементов в системе "осадок-вода" под влиянием изменяющихся физико-химических условий. По результатам сезонных наблюдений, увеличение содержания марганца, меди, свинца, цинка, никеля, кобальта, в водной толще и уменьшение их концентрации в донных отложениях падает на лето (июль). Так, например, содержание марганца увеличивалось в поверхностном слое воды в весенний период (по сравнению с летним) в среднем на 10%, а в осадках, наоборот, уменьшалось на 6%. Подобные изменения в содержании во взвеси и в верхнем слое

осадка от сезона к сезону отмечаются и для других микроэлементов. Результатом явилось сокращение областей с повышенной концентрацией микроэлементов в глинистых и мелкоалевролитовых илах центральной части моря и Таганрогского залива и перелод в водную толщу 486 т марганца, 97,2 т меди, 1 т кобальта, 16,2 т свинца. По данным Л.И. Рожанской [4], разниа между количеством микроэлементов в водной толще в июле и октябре 1964 г. была более значительной. Так, для марганца она составила 3,3, для меди - 0,2 и для цинка - 1,5 тыс. т. Методом баланса нами была определена мощность активного слоя донных отложений, который явился основным поставщиком микроэлементов в водную толщу в результате диагенетических процессов. Она колеблется от 0,2 до 10 см.

Как показали исследования, наиболее интенсивно переход марганца, меди, цинка и других элементов во взвесь происходил в областях, где в летнее время преобладала восстановительная обстановка. Известно, что глубоководная часть Азовского моря представляет собой халистатическую зону, характеризующуюся интенсивностью седиментации, в результате чего здесь происходит основная садка пелитовой фракции, обогащенной органическим веществом и микроэлементами. Кроме того, именно для этой площади свойствен дефицит кислорода, обуславливающий в период затишья, особенно в летний период, сероводородное заражение и, как следствие, изменения гидрохимической обстановки осадконакопления. Показателем смены физико-химических условий в донных отложениях является окислительно-восстановительный потенциал, который изменялся в центральной части от +200÷+350 мв (весной и осенью) до -180 мв (в летний период). Для определения интенсивности геохимических процессов перераспределения нами вычислен коэффициент диагенетического перераспределения, который для меди равен 7,9, для марганца - 6,03.

По степени геохимической подвижности в системе "осадок-вода" исследуемые элементы распределены в порядке убывания в следующей последовательности: медь, марганец, свинец, цинк, кобальт, никель.

Следует отметить еще одну особенность современного осадконакопления во внутриматериковых морях - отчетливо выраженное существование геохимических и биохимических барьеров. Геохимические барьеры выражаются в трансформации вещественного состава донных отложений при изменении гидрохимического режима. Так, например, в Азовском море, непосредственно в водной толще, по видимому, происходит преобразование монтмориллонита в гидрослоду, изменяется концентрация натрия, калия, рубидия, цезия и других элементов в коллоидной части осадка. Причем наиболее активными зонами преобразования химического и минералогического состава тонкодисперсной фракции являются придельтовые области Дона и Кубани, где происходит стык пресных речных и морских вод; гирло Таганрогского залива, где отмечается резкое увеличение солености:

а также территории, прилегающие к Керченскому проливу и характеризующиеся широким развитием черноморских соленых вод.

На проявление биохимических барьеров во внутриконтинентальных морях указывали Л.А. Зенкевич [2] и Н.М. Страхов [5]. Характерной особенностью в распределении биогенных элементов (азота, фосфора и органического углерода) и растворенной кремнекислоты в водной толще морей является резкое уменьшение их содержания по мере удаления от устьев рек к глубоководным частям. В Аральском море концентрация кремнекислоты уменьшается от 2000–3000 мг/м³ в речной воде Амударьи и Сырдарьи до 20 мг/м³ в центральных областях водоема [1]. Аналогичная картина наблюдается и в Азовском море, где содержание кремния вблизи устья Дона – 6000 мг/м³, а в открытой части падает до 48 мг/м³ [10]. Подобное явление обусловлено тем, что придельтовые области рек являются биологическими фильтрами, где идет интенсивное извлечение фитопланктоном из водной толщи биогенных элементов, поступающих с речным стоком. Наряду с потреблением биогенных компонентов фитопланктоном аккумулируется в значительных количествах железо, марганец и другие макро- и микроэлементы.

Наряду с фитопланктоном крупным аккумулятором биогенных элементов является и бентос. Благодаря высокой биологической продуктивности пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков в определенных условиях аккумулируются и переходят в осадок значительные количества карбоната кальция, магнезия, стронция, марганца и других элементов. Подобные условия создаются в Азовском море при выходе из Таганрогского залива, в придельтовой области Кубани, где отмечается стык различных по гидрохимическому составу вод. По-видимому, в Каспийском море почти вся северная часть представляет собой такой бентосный барьер, улавливающий заметную часть фосфора, азота, органического углерода, железа, марганца и других компонентов, поступающих со стоком Волги, Урала, Терека.

Таким образом, отмеченные выше особенности процессов современного осадконакопления во внутриконтинентальных морях указывают на их сложность и многообразие, и, самое главное, на динамичность вещественного состава донных отложений. Эта закономерность является типичной особенностью мелководных водоемов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блинов Л.К. Гидрохимия Аральского моря. Л., Гидрометиздат, 1956.
2. Зенкевич Л.А. Фауна и биологическая продуктивность моря. – "Сов. наука", 1947, т. 2.
3. Пахомова А.С. Изменение грунтов Северного Каспия в связи с падением уровня моря. – "Труды Океаногр. комис.", 1959, т. 5.
4. Рожанская Л.И. Марганец, медь и цинк в воде, донных осадках и организмах Азовского моря. Автореф. канд. дис. Новочеркасск, 1967.

5. Страхов Н.М. и др. Образование осадков в современных водоемах М., Изд-во АН СССР, 1954.
6. Хрусталеv Ю.П., Ганичева Л.З., Черноусова Л.А. К сезонной динамике взвесей Азовского моря. - "Изв. СКНЦ ВШ. Сер. естеств. наук". 1974, № 1.
7. Хрусталеv Ю.П., Кутилин В.А. Аутигенный кремнезем в донных осадках Азовского моря. - "ДАН СССР", 1974, т. 218, № 3.
8. Хрусталеv Ю.П., Шербаков Ф.А. О балансе седиментационного материала в Азовском море. - "Океанология", 1968, т. 8, вып. 3.
9. Хрусталеv Ю.П., Шербаков Ф.А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов-на-Дону, 1974.
10. Сурикова А.П., Шульгина Е.Ф. Гидрохимия Азовского моря. Л., Гидрометиздат, 1964.

ОСОБЕННОСТИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА И РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА ОСАДКОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ТЕРРАСЫ ЧЕРНОГО И КАСПИЙСКОГО МОРЕЙ

На примере северной части Черного моря и некоторых районов Каспия выделяются основные типы седиментогенеза континентальной террасы, связанные с главными геологическими и климатическими особенностями этих районов, а также прослеживаются характерные черты свойств этих отложений.

Осадконакопление на континентальной террасе характеризуется совокупностью процессов литогенеза, происходящих в зоне окраины континента, т.е. на шельфе, континентальном склоне и у его подножия. Хотя зона эта и состоит из разнородных морфологических элементов дна, процессы седиментогенеза здесь неразрывно связаны между собой.

В исследованных районах выделяются два основных типа седиментогенеза, территориально и генетически соответствующих двум основным структурно-геологическим типам континентальной окраины Черного и Каспийского морей. По Н.М. Страхову, один из них может быть назван упорядоченным, а другой — неупорядоченным.

Седиментогенез в условиях платформенной континентальной террасы северо-запада Черного моря с ее семиаридным климатом носит сугубо упорядоченный характер, что проявляется в четко выраженной дифференциации осадков по площади и по вертикали [3]. Дифференциация по площади проявляется в резком обособлении различных типов осадков и в обилии этих типов (рис. 1).

Так, на шельфе северо-запада Черного моря наблюдается самое большое разнообразие литологических и генетических типов осадков. Наиболее широко развиты биогенно-карбонатные отложения, представленные ракушечниками с примесью терригенного материала. Пестрый состав имеют и терригенные осадки, различия между которыми обусловлены примесью того или иного количества биогенно-карбонатного материала (ракушечников). Характерной чертой типичного платформенного шельфа, занимающего северо-запад Черного моря, является резкая локализация типов осадков, границы между ареалами распространения которых обычно очень четкие. Следует отметить и высокую степень изменчивости мощностей отложений этого района. Средняя мощность отложений невысока, но на отдельных участках превышает минимальные значения в 10 раз и более. Так, например, если мощность ракушечников средней части северо-западного шельфа Черного моря обычно не превышает первых десятков сантиметров, то мощность глинистых илов, заполняющих отдельные впадины, достигает 2 м и более.

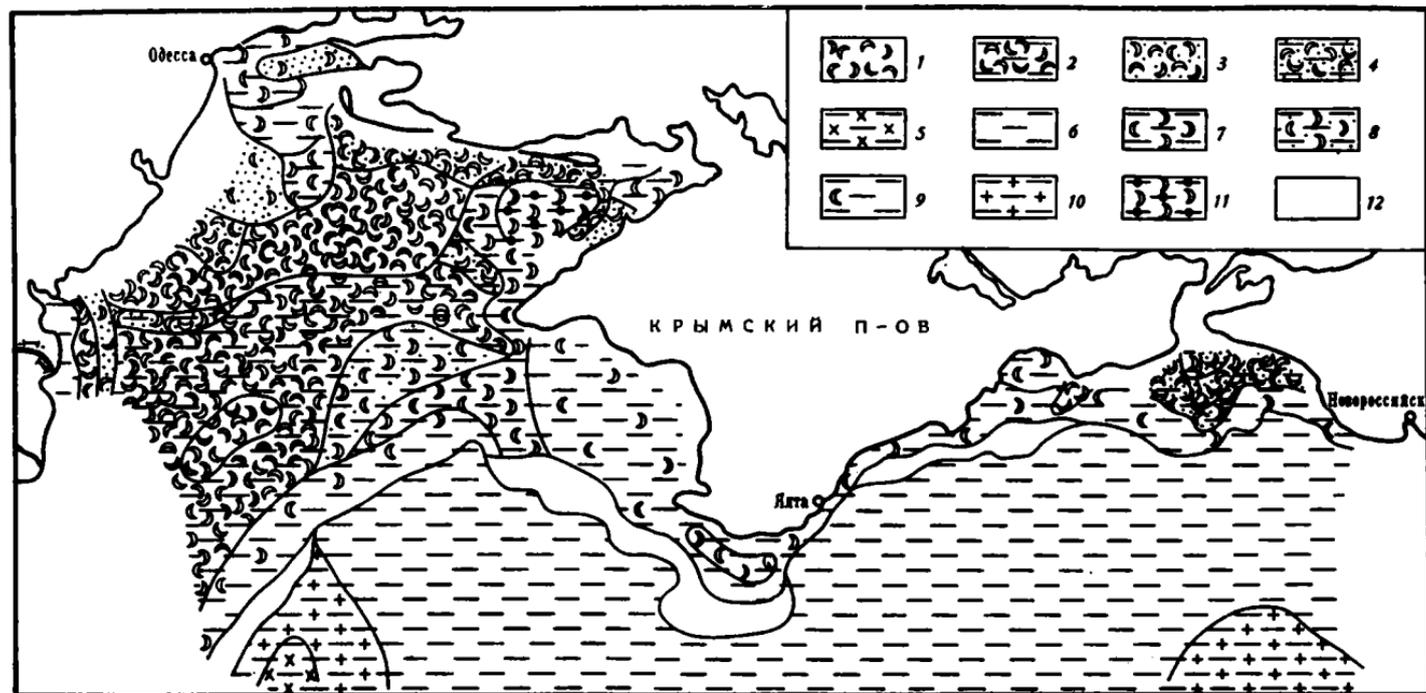


Рис. 1. Схема типов осадков континентальной территории севера Черного моря

Биогенные осадки с содержанием CaCO_3 более 50%; 1 - ракушечники; 2 - ракушечники илстые, 3 - ракушечники песчанистые, 4 - ракушечники илито-песчанистые, 5 - илы глинисто-кокколитовые; терригенные осадки; 6 - илы глинистые (пелита более 50%), 7 - илы глинистые раковинные, 8 - илы але-

ритово-глинистые раковинные, 9 - илы глинистые слабораковинные, 10 - илы кокколитово-глинистые, 11 - илы глинисто-карбонатные раковинные (CaCO_3 более 50% за счет обломочного терригенного карбоната); 12 - области отсутствия голоценовых осадков на континентальном склоне (в основном выходы новоэвксинских глин)

Дифференциация осадков платформенной континентальной террасы по площади проявляется также и в резком изменении состава отложений шельфа и подножия континентального склона. В отличие от указанных выше особенностей осадконакопления на шельфе северо-западной части Черного моря, у подножия континентального склона этого района идет более мощное и в значительной степени более терригенное осадконакопление. Таким образом, ярко выражен контраст между литогенезом на шельфе и у подножия склона платформенной континентальной террасы.

Надо отметить, что в северо-западной части Черного моря довольно велика примесь биогенно-карбонатного материала и в отложениях подножия континентального склона (рис. 2). Генетически этот биогенно-карбонатный материал уже совершенно иной. Он представлен фрагментами скелетов наннопланктона – кокколитами [1]. Терригенность этих осадков значительно ниже, чем у соответствующих отложений на участках дна Черного моря, прилегающих к южному Крыму.

Дифференциация по вертикали в отложениях континентальной террасы платформенного типа проявляется в четкой стратификации толщи верхнечетвертичных отложений как шельфа, так и подножия континентального склона. Эта стратификация связана главным образом с резкими различиями в литологии разных горизонтов толщи верхнечетвертичных осадков. Например, у подножия континентального склона северо-запада Черного моря в толще осадков встречаются резко отличные друг от друга слои карбонатно-глинистых джеметинских илов, сапропелевых илов каламитского возраста и глинистых илов новоэвксина.

Седиментогенез на континентальной террасе молодых складчатых сооружений южного Крыма, западной и восточной частей Большого и Малого Кавказа носит неупорядоченный характер. Это проявляется прежде всего в отсутствии четко выраженной дифференциации осадков по площади и по вертикали. И на шельфе и у подножия континентального склона упомянутых областей в результате этого резко преобладает один тип современных осадков – существенно терригенные слабокарбонатные (обычно слабораковинные) глинистые илы. Относительно слабая степень дифференциации толщи осадков континентальной террасы молодых складчатых сооружений Крыма и Кавказа проявляется в том, что среди верхнечетвертичных отложений этих районов отличаются друг от друга лишь осадки голоцена и плейстоцена. Осадки голоцена, включающие древнечерноморские и джеметинские слои, характеризуются при этом более высокой (местами превышающей 20%) карбонатностью и содержанием органического вещества. Внутри же этих горизонтов мы практически не можем выделить по литологическому признаку какие-либо слои.

Это касается даже сапропелевых илов каламитского возраста, развитых в приплатформенных участках подножия континентального склона. У подножия же континентального склона Южного Крыма все голоценовые осадки представляют собой монолитную тонкослоистую толщу, более или менее обогащенную органикой.

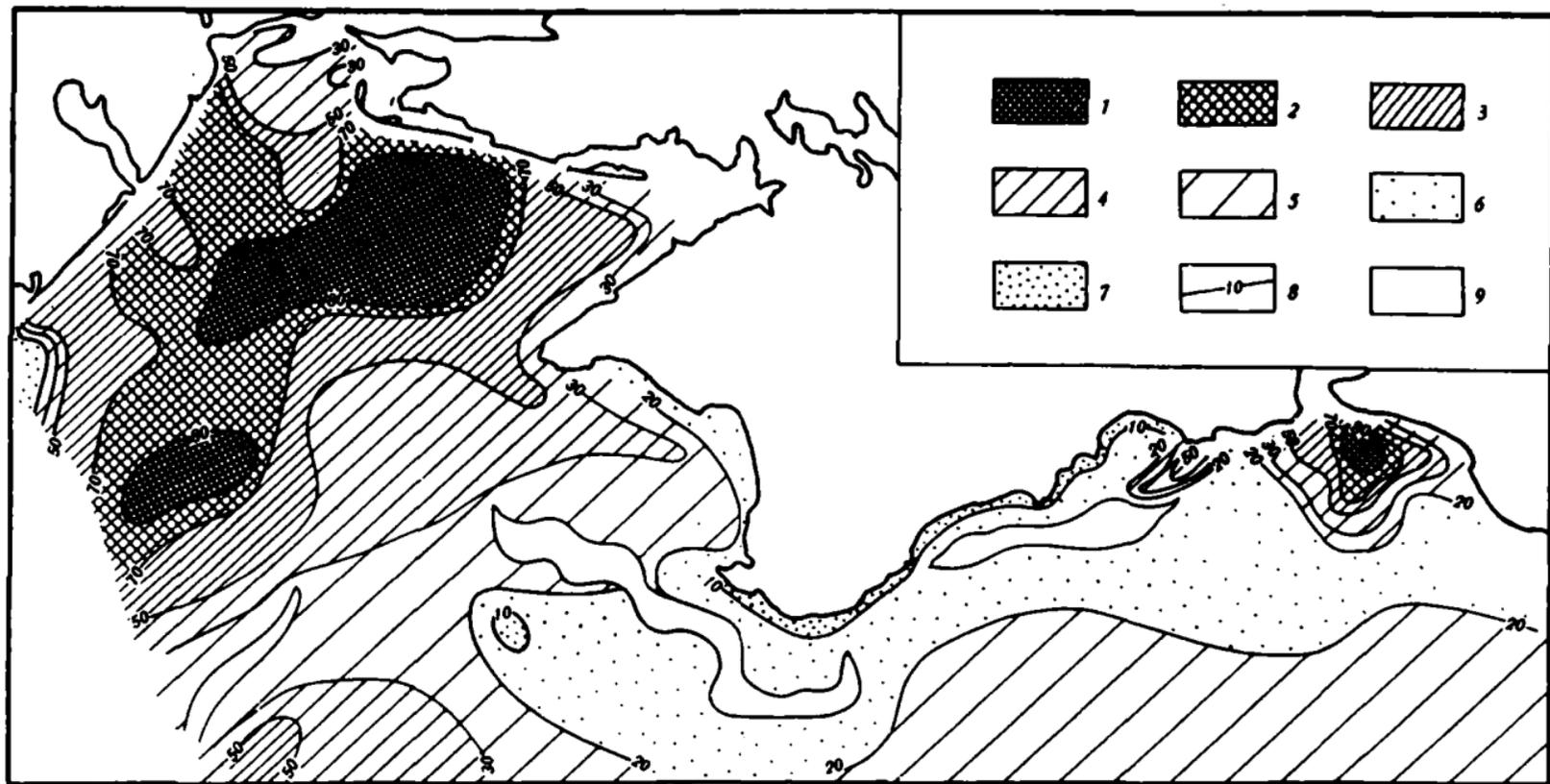


Рис. 2. Схема содержания CaCO_3 (в %) в осадках континентальной террасы севера Черного моря
 1 - более 80; 2 - от 70 до 80; 3 - от 50 до 70;

4 - от 30 до 50; 5 - от 20 до 30; 6 - от 10 до 20; 7 - менее 10; 8 - изолинии равных содержаний CaCO_3 ; 9 - области отсутствия голоценовых осадков

Характер процессов раннего диагенеза в современных осадках во многом определяется составом и свойствами глинистой части и содержащегося в ней органического вещества. Изучение глинистых отложений прибрежной зоны шельфа, а также континентального склона и его подножия представляет, с нашей точки зрения, особый интерес потому, что мы имеем здесь дело со "свежим", только что внесенным с суши и относительно быстро отложенным глинистым материалом. Этот материал, по-видимому, должен отличаться от глинистой части океанических осадков.

Прежде всего надо отметить полиминеральность [4] глинистой части современных осадков континентальной террасы Черного и Каспийского морей (рис. 3). Как правило, в разных количествах присутствуют все основные минералы глин (гидрослюды, хлориты, монтмориллониты, каолинит). В большинстве случаев, однако, основным компонентом глинистой части этих осадков является гидрослюда, а наиболее распространенной — ее разновидность мусковитого типа диоктаэдрической модификации 2 М.

Как показали наши исследования осадков Черного, Каспийского и других морей, типичным (особенно в полумикронной фракции), хотя и не преобладающим, компонентом глинистой части отложений континентальной террасы являются смешанно-слоистые образования различного состава, среди которых часто преобладают неупорядоченные, с большим диапазоном изменений отношения пакетов с жесткими и подвижными межслоевыми промежутками. Кроме того, для исследованных нами осадков шельфа и прилегающих областей дна характерными элементами глинистой части являются трудно определяемые, плохо окристаллизованные разбухающие образования, которые могут быть охарактеризованы лишь как полуаморфная масса. Для глинистой части современных осадков шельфа характерны также нечеткая окристаллизованность некоторых других особенностей наиболее распространенных глинистых минералов: широкое распространение в таких осадках деградированных (гидратированных) гидрослюд, разбухающих хлоритов, вермикулитоподобных образований и т.п.

Оказалось, что основные особенности седиментогенеза в различных геоструктурных областях, отмеченные выше, сказываются и на заметных различиях состава глинистой части этих областей.

Так, глинистая часть осадков северо-запада Черного моря характеризуется как раз наибольшей примесью смешанослойных образований, а также разбухающих и аморфных компонентов. Для этих осадков в большей степени характерна деградация гидрослюд. Мы считаем, что такой материал поступает в бассейн седиментации из крупных равнинных рек после длительного нахождения в водной взвеси, богатой органическим веществом. Именно такие условия питания существуют в платформенной северо-западной части Черного моря. С этими условиями связана и заметная нивелированность состава глинистой части осадков всего этого обширного района, для которого характерен практически единый комплекс: гидрослюда — хлорит — монтмориллонит.

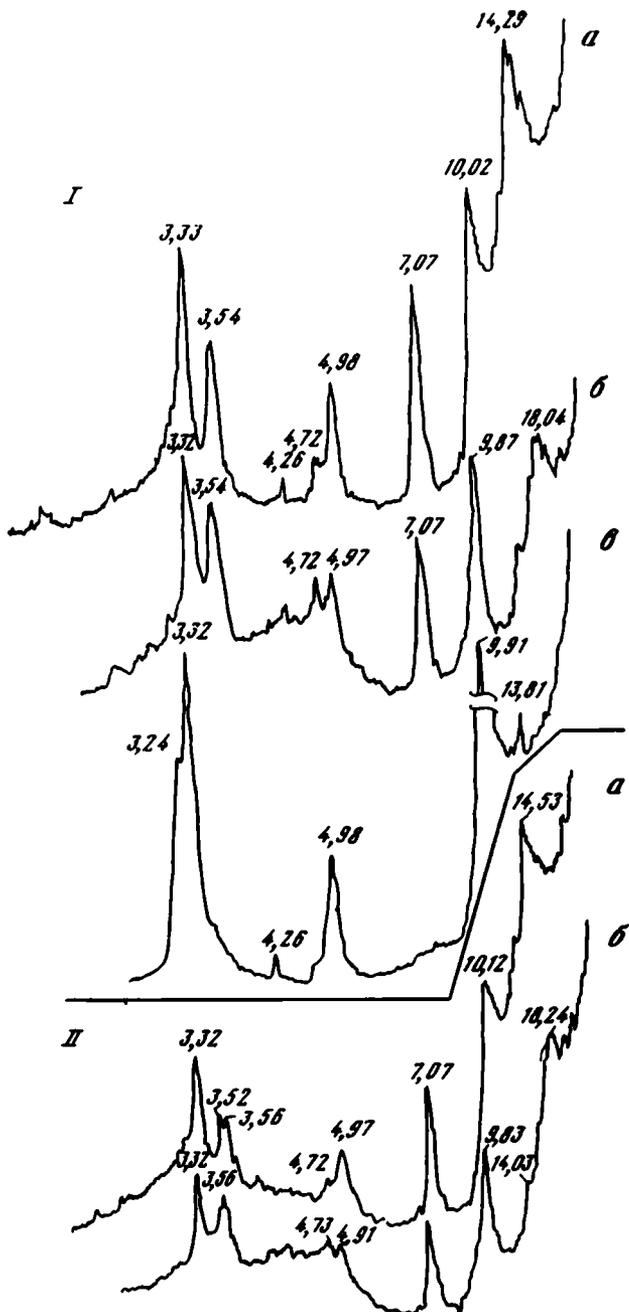


Рис. 3. Типичная дифрактограмма фракции менее 0,001 мм (I) и фракции менее 0,0005 мм (II) осадков континентальной террасы Каспийского моря

Осадки: а - ориентированный воздушно-сухой, б - насыщенный глицерином, в - прокаленный при 520°C в течение 1,5 часа

Глинистая часть осадков крымского и кавказского шельфов отличается лучшей окристаллизованностью глинистых минералов, меньшей ролью смешанослойных образований и особенно аморфных компонентов. В этих отложениях, помимо обычной гидрослюды, часто присутствуют хорошо выраженные монтмориллонит и хлорит. Для кавказского шельфа характерны также дестрота минералогического состава глины, быстрая изменчивость их по площади, тесная связь с многочисленными питающими провинциями. Такие особенности объясняются, с нашей точки зрения, тем, что этот материал в короткий срок проходит небольшой путь от источников сноса до бассейна седиментации.

Что касается органического вещества, то и в особенностях его состава и преобразования хорошо проявляются различия в характере седиментогенеза в различных областях. Так, для платформенной континентальной террасы (например, северо-западная часть Черного моря) характерны резкие различия в составе и процессах преобразования органического вещества осадков, шельфа и континентального склона. Малая мощность и слабая глинистость осадков шельфа обуславливают интенсивный обмен между иловой и наддонной водой. Об этом говорит общность изотопного состава кислорода наддонной и поровой воды [3]. Интенсивный обменный процесс приводит к быстрому окислению органического вещества, слабой диагенетической преобразованности и консервации продуктов его распада. Состав органического вещества характеризуется повышенным содержанием гуминовых кислот и легкогидролизуемых соединений, но незначительным содержанием битумоидов.

У подножия же континентального склона платформенной области, в условиях более слабого водообмена и восстановительной среды, процесс преобразования органического вещества проходит в замедленном темпе и имеет другую направленность. Здесь уменьшена роль гуминовых кислот и легкогидролизуемых соединений, участвующих в реакциях обмена с минеральной частью, и несколько увеличена роль битумоидов, накапливающихся в осадке, как остаточные нейтральные соединения при разложении исходного органического вещества.

В условиях континентальной террасы молодых складчатых сооружений не отмечается резкой разницы в составе и процессах преобразования органического вещества осадков, что связано с высокой глинистостью, терригенностью и литологической однородностью отложений. Здесь существенное значение имеет глубина залегания осадка, от чего зависит изменение органического вещества, проявляющееся в виде зональности, хорошо коррелирующей с зональностью процессов диагенеза.

Указанные выше особенности седиментогенеза в различных по геологическому строению областях определяют разную интенсивность и характер процессов раннего диагенеза в толще континентальной террасы.

Для платформенных областей отмечаются резкое различие в ходе диагенетических процессов на шельфе и у подножия континенталь-

ного склона, а также тесная связь их прежде всего с литологией осадка. Осадки шельфа платформенных областей отличаются в общем слабой диагенетической преобразованностью.

Перекристаллизация и переотложение CaCO_3 и связанная с этим цементация (шельф восточного Каспия), равно как и переотложение интенсивно выносимых с берега окислов железа контролируют процесс конкрециеобразования, протекающий на шельфе северо-западной части Черного моря обычно в строго локализованных местах. У подножия континентальных склонов, в восстановительных условиях, ранний диагенез связан прежде всего с сульфидизацией осадков. Характерной чертой является то, что четкая стратификация осадка приводит к избирательной концентрации продуктов раннего диагенеза (в частности, сульфидов железа) в отдельных горизонтах, отличающихся повышенными прочностными свойствами.

В условиях континентальной террасы молодых складчатых сооружений и на шельфе и у подножия континентального склона диагенез определяется восстановительными процессами в толще осадка и прежде всего редукцией сульфатов и сульфидообразованием. В связи с литологической однородностью он здесь значительно более постепенен и охватывает большую по мощности толщу осадков.

Одним из основных результатов диагенеза осадков является изменение их физико-механических свойств и прежде всего их прочностных характеристик, таких, как влажность (естественная или гигроскопическая влажность при верхнем и нижнем пределах пластичности), пористость, объемный вес, прочность на сдвиг (пластическая прочность). Процесс формирования этих свойств тесно связан со всем ходом седиментогенеза и определяется всеми его особенностями. Именно в изменении этих свойств намечается определенная зональность по вертикали, связанная с диагенезом. И как раз в характере этой зональности проявляется связь с условиями седиментации в различных геолого-структурных областях.

Сейчас установлено, что такие определяющие прочность показатели, как влажность и связанная с ней пористость, объемный вес и сама пластическая прочность, изменяются, начиная с верхнего горизонта толщи осадка постепенно до известной глубины, на которой происходит как бы скачок в свойствах осадков. Верхняя зона, совпадающая с зоной геохимической и биохимической активности, и представляет собой зону раннего диагенеза. Ниже ее процесс изменения физико-механических свойств осадка замедляется, что позволяет характеризовать нижнюю зону как зону значительно более геохимически и диагенетически стабильную.

Глубина залегания границы между двумя зонами, определяющаяся скоростью протекания диагенетических процессов, так же как и сами физико-механические свойства осадков, оказывается различной для неодинаковых в геоструктурном отношении областей с разным типом седиментогенеза.

В условиях платформенной континентальной террасы различия в физико-механических характеристиках осадков шельфа и подно-

жия континентального склона велики. Осадки шельфа отличаются значительной пестротой прочностных характеристик.

Большая часть осадков, представленная различными ракушечниками и сильно обогащенными ракушкой илами, отличается низкой влажностью и пористостью, высоким объемным весом и, как следствие, высокой пластической прочностью (прочностью на сдвиг). Контрастность же в свойствах осадков платформенного шельфа проявляется в том, что существенно глинистые осадки, выполняющие здесь впадины рельефа, наоборот, имеют значительно более низкую пластическую прочность. Все это показывает, что в условиях платформенного шельфа наиболее ярко проявляется определяющее влияние литологического состава осадков на их физико-механические свойства.

Осадки подножия континентального склона, прилегающего к такому шельфу, выделяются резко отличными свойствами. Особенно четко это проявляется в их высокой влажности, пористости, низком объемном весе и, в результате, низкой прочности на сдвиг.

Названные характеристики отражены в табл. 1, где K_{agr} — коэффициент агрегированности, W_r — гигроскопическая влажность, W_{MMB} — максимальная молекулярная влагоемкость, W_e — естественная влажность, W_f — верхний предел пластичности, W_p — нижний предел пластичности, M_p — число пластичности, W_e/W_f — относительная влажность, γ — удельный вес, Λ — объемный вес, δ — объемный вес скелета, Π — пористость, ϵ — коэффициент пористости, $C_{ест}$ — прочность на сдвиг, определенная крыльчаткой в ненарушенном образце, $C_{нар}$ — то же, в нарушенном. Однако изменение всех прочностных показателей по вертикали в таких отложениях происходит довольно быстро. Так, наши данные показывают, что в отложениях подножия континентального склона платформенной части северо-запада Черного моря резкое изменение ряда показателей, характеризующих физико-механические свойства этих осадков, происходит в зоне, залегающей на глубине 1–1,5 м от поверхности дна.

Иная картина изменения свойств осадков наблюдается на шельфе и у подножия континентального склона Крыма, а также Кавказа как в Черном, так и в Каспийском морях. Для этих районов особенно сравнительное однообразие физико-механических признаков осадков шельфа и подножия континентального склона. Наиболее распространенные здесь алевроитово-глинистые и глинистые илы отличаются прочностными характеристиками, имеющими как бы осредненное значение по сравнению с соответствующими осадками платформенной континентальной террасы.

Так, слабораковинные и раковинные илы шельфа Южного Крыма и Кавказа имеют, естественно, более высокие влажность и пористость и низкую прочность на сдвиг, чем наиболее распространенные на шельфе ракушечные отложения. В то же время глинистые отложения, выполняющие западины рельефа и заливы платформенного шельфа, отличаются более высокой влажностью и низкой проч-

ностью, чем в общем—то близкие по степени глинистости илы шельфа молодых складчатых сооружений.

Сопоставление прочностных свойств глинистых илов, отлагающихся у подножия континентального склона платформ и молодых складчатых сооружений, также выявляет четкие различия между ними. При этом соответствующие отложения подножий континентальных склонов Крыма и Кавказа (имеются в виду прежде всего осадки, не нарушенные склоновыми процессами) отличаются более высокой прочностью и низкой влажностью, как это видно из табл. 2, где L — угол наклона глинистых частиц к плоскости напластования, K — коэффициент ориентации, по данным рентгеновского анализа.

Объясняя отмеченные выше особенности физико—механических свойств глинистых осадков континентальной террасы молодых складчатых сооружений Крыма и Кавказа, надо отметить, что основной причиной более высоких прочностных свойств этих отложений является их более высокая терригенность, в частности присутствие обломочной алевритовой и крупно—пелитовой составляющей.

Прослеживание же изменения свойств осадков континентальных террас этих районов в глубь толщи отложений показывает, что на этот процесс большое влияние оказывает скорость осадконакопления. Изменения по разрезу значительно более постепенны и связаны с небольшими колебаниями литологического состава от горизонта к горизонту. Зона более заметного изменения прочностных свойств осадков погружается на глубину нескольких метров и оказывается за пределами наших колонок.

Большой интерес представляют данные, показывающие изменение физико—механических свойств осадков в районах с наиболее высоким темпом осадконакопления, а также однородным литологическим составом отложений. Подобным районом является, например, шельфовая часть Куринской депрессии на Каспии, в осадках которой зона резкого изменения основных инженерно—геологических показателей, состава глинистой части и органического вещества располагается уже на глубине 15—25 м. Ниже также идет зона, значительно более стабильная в отношении изменения свойств осадков; существенные изменения их наблюдаются лишь с глубин 60 м и более.

Закономерности раннего диагенеза осадков, с нашей точки зрения, представляют значительный теоретический интерес для понимания условий превращения осадка в породу. Специфика прохождения морскими, особенно глубоководными, осадками стадий раннего диагенеза обуславливается их высокой пористостью и влажностью, когда поровая вода представляет собой часть наддонной, часть всей водной толщи бассейна. Это гидростатически уравновешенная система, в которой прямому действию гравитационного уплотнения частиц мешают силы взвешивания. Наша мысль сводится в общем к тому, что без вмешательства внешних механических (например, тектоники в виде микросейсм) и химических факторов (например, разгрузки подземных вод, вулканизма) могут создаваться условия,

Таблица 1

Инженерно-геологическая характеристика верхнеплейстоценовых осадков Черного

Возраст	Тип осадка	Интервал, см	Гранулометрический состав, %		Кагрр	Угол ориентации, градусы
			< 1 мкм	пелит		
Q _{IVn}	Слабозвестковый глинистый ил	33-42	38,79	78,31	1,21	20
Q _{IVkl}	Глинистый ил с прослоями, обогащенными органическим веществом (сапропелем) Сапропелевый глинистый ил	90-100	38,1	85,1	1,00	5
		135-145				10
		163-173	44,5	84,7	1,05	7
		209-212				2
Q _{IVbg-V}	Серый глинистый ил	245-253	37,2	79,5	1,04	10
		323-329	33,8	83,9	1,01	12
Q _{IIInev}	Гидротроилитовый ил Серый глинистый ил	345-355	26,4	79,8	3,06	9
		405-413	35,3	82,7	1,10	30
		520-530	38,2	81,9	1,06	
		644-652				42
		710-722	37,4	80,9	1,01	44

Таблица 1 (окончание)

Возраст	Тип осадка	Объемная усадка, %	Физические свойства		
			γ, г/см ³	Δ, г/см ³	δ, г/см ³
Q _{IVn}	Слабозвестковый глинистый ил		2,58	1,33	0,52
Q _{IVkl}	Глинистый ил с прослоями, обогащенными органическим веществом (сапропелем) Сапропелевый глинистый ил	59,6	2,60	1,41	0,68
		63,3	2,60	1,41	0,66
		61,6	2,60	1,41	0,69
		62,5	2,55	1,32	0,47
Q _{IVbg-V}	Серый глинистый ил	46,5	2,64	1,50	0,80
		39,5	3,71	1,49	0,79
Q _{IIInev}	Гидротроилитовый ил Серый глинистый ил	37,3	2,65	1,43	0,78
		46,0	2,68	1,48	0,84
		46,5	2,68	1,53	0,92
		41,5	2,68	1,43	0,84
		42,7	2,68	1,58	0,98

моря (ст. 106, глубина 1960 м)

CaCO ₃ , %	Влажность, %			Пластичность			
	W _Г	W _{ММВ}	W _е	W _Г	W _Р	M _Р	W _е /W _Г
20,4		27,0	154	72,4	35,4	37,0	2,13
9,9	7,65	27,5	107,7	65,0	32,6	32,4	1,66
		112,7	34,1	104,1	50,8	53,3	1,08
		25,7	104,8	72,2	34,4	37,8	1,45
12,3	7,85	36,3	181,1	164,1	85,5	78,6	1,10
12,1	5,13	23,9	87,2	66,4	29,2	37,2	1,31
	6,08	27,0	87,4	60,7	28,6	32,5	1,44
25,5		30,6	84,1	78,6	33,1	45,5	1,08
13,7		24,8	77,2	65,5	34,0	31,5	1,18
		23,9	66,8	64,1	30,3	33,8	1,04
		24,0	70,3	64,5	34,6	29,9	1,09
11,5		21,9	60,8	56,5	26,8	29,7	1,08

п, %	ε	Физико-механические свойства		
		C _{сест} , г/см ²	C _{нар} , г/см ²	C _{сест} /C _{нар}
79,9	3,96			
73,85	2,82	44,8	14,3	3,13
74,6	2,94	54,6	15,5	3,52
73,5	2,77	54,6	20,5	2,7
81,5	4,43	145,2	44,4	3,3
69,7	2,30	79,6	25,0	3,2
70,9	2,40	63,6	22,8	2,8
70,6	2,40	95,5	27,3	3,5
68,7	2,19	70,5	31,4	2,3
65,7	1,91	109	44,7	2,3
65,7	2,19	72,8	43,2	1,7
64,4	1,73	50,0	25,0	2,0

Таблица 2

Инженерно-геологическая характеристика верхнеплейстоценовых осадков Черного

№ станции и глубина моря	Геолог. индекс	Тип осадка	Интервал, см	Гранулометрический состав, %		K _{агр}
				< 1 мкм	пелит	
№ 122 1300 м	Q _{IV}	Гидротроилитовый ил	22-32	49,6	90,9	
			110-110			
			183-193	46,4	94,6	
	Q _{IIInev}	Глинистый ил с гидротроилитовыми прослоями	265-275	37,9	93,7	
249-359			41,1	98,6		
№ 128 1750 м	Q _{IV}	То же	18-25	31,1	82,5	1,06
			84-95	15,6	55,5	1,04
	Q _{IV}	Глинистый ил с песчаными и гидротроилитовыми прослоями	175-185	40,9	82,0	1,02
			215-225			
			303-313	34,6	87,2	1,01
	Q _{IIInev}	Серый глинистый ил	363-373	44,2	92,8	1,01
			440-446	44,2	93,3	1,01
			506-516	44,5	93,4	1,01

Таблица 2 (окончание)

№ станции и глубина моря	Геолог. индекс	Тип осадка	W _e / W _f	Объемная усадка, %	Физические свойства	
					γ, г/см ³	Δ, г/см ³
№ 122 1300 м	Q _{IV}	Гидротроилитовый ил	1,11	37,3	2,71	1,50
			1,15	43,3	2,72	1,47
			1,09	43,3	2,68	1,48
	Q _{IIInev}	Глинистый ил с гидротроилитовым прослоями	1,23	49,8	2,67	1,43
			1,14	36,6	2,67	1,54
			1,24	37,3	2,69	1,46
№ 128 1750 м	Q _{IV}	То же	1,42	40,6	2,70	1,31
			1,33	37,0	2,70	1,56
	Q _{IV}	Глинистый ил с песчаными и гидротроилитовыми прослоями	1,06	28,8	2,71	1,72
			1,15	41,0	2,71	1,51
				43,5	2,71	1,51
	Q _{IIInev}	Серый глинистый ил	1,05	39,2	2,69	1,55
			1,03	38,4	2,70	1,58
			1,10	41,0	2,70	1,58

моря (подножье континентального склона)

L, градусы	K	CaCO ₃ , %	Влажность, %			Пластичность		
			W _Г	W _{ММВ}	W _с	W _f	W _p	M _p
7	0,52	7,5		25,5	81,0	73,2	29,0	44,2
14	0,54		5,44	29,2	84,1	73,1	33,0	40,1
25	0,53	8,6	5,20	28,1	83,9	76,9	33,2	43,7
68		25,1	4,65	27,3	96,2	78,1	36,1	42,0
65	9,43		4,21	25,2	74,1	64,9	32,2	32,7
52	0,43	25,5	3,75	30,0	86,4	69,6	31,5	38,1
24	0,36	20,2	4,16	23,0	81,8	57,7	28,6	29,1
	0,62		3,23	23,8	79,5	59,9	29,8	30,1
	0,52		4,38	20,8	53,4	50,2	26,4	23,8
32	0,56	26,5	5,15	26,1	86,8	75,5	31,0	44,5
				15,5	86,6	34,5	20,5	14,0
57			4,33	27,3	75,7	72,0	33,3	38,7
68	0,35			27,1	72,1	69,8	31,9	37,9
68	0,46	12,1	4,33	25,6	75,8	69,2	32,8	36,4

Физические свойства			Физико-механические свойства		
δ, г/см ³	n, %	ε	C _{ест} , г/см ²	C _{нар} , г/см ²	C _{ест} /C _{нар}
0,83	69,4	2,3	88	31,8	2,8
0,80	70,6	2,4	79,8	27,5	2,9
0,80	70,2	2,35	86,5	29,6	2,9
0,73	72,7	2,66	79,6	31,8	2,5
0,88	67,0	2,02	68,7	31,8	2,2
0,76	71,0	2,45	52,3	26,7	2,0
0,72	73,3	2,75	42,9	14,0	3,07
0,87	67,8	2,10	91	38,6	2,36
1,12	58,7	1,42	107	36	2,94
0,81	70,1	2,35	102	31,8	3,2
0,81	70,1	2,35			
0,88	67,3	2,1	66	27,5	2,40
0,92	65,9	2,17	72,8	32,3	2,25
0,90	66,7	2,00			

когда осадок, достигнув определенной стабильности, будет длительное время законсервирован в одном состоянии. Примером этого могут служить древние неконсолидированные осадки, вскрытые глубоководным бурением.

Описанные выше особенности седиментогенеза и раннего диагенеза в изученных нами районах континентальной террасы рассматривались пока в основном в связи с различиями геологического строения этих районов. Влияние именно этих различий проявляется особенно ярко. Труднее выделить какие-то общие черты седиментогенеза, связанные в первую очередь с климатическими особенностями.

В этой связи на примере нашего материала нам хотелось бы отметить следующие два общих положения. Итак, одной из наиболее важных и общих черт исследованных осадков шельфа, отражающих влияние климата, нам представляется высокая глинистость терригенных отложений. Это заметно как на платформенном шельфе северо-запада Черного моря, так и на шельфах молодых горных сооружений Крыма и Кавказа. И там и здесь среди различных илов резко преобладают глинистые илы. На шельфах Крыма и Кавказа поле их распространения начинается почти сразу же ниже зоны волнового воздействия, т.е. с 20–30 м. На северо-западе Черного моря они заполняют впадины рельефа шельфа и заливы. Причины этого естественно связывать с тем, что в районах прилегающей суши в условиях теплой гумидной и даже субтропической зоны осадочный материал мобилизуется в основном в форме глинистых минералов, образующихся в результате химического выветривания. Для терригенных осадков холодной гумидной и субарктической зон характерны более грубозернистые отложения, представленные, например на шельфах, алевритовыми илами и даже песками.

Другой, определяющейся прежде всего климатом, характерной чертой седиментогенеза в исследованных районах континентальной террасы является широкое распространение карбонатных отложений. Областью их распространения является широкий платформенный шельф, где они представлены биогенно-карбонатными компонентами. Занимая внешнюю часть шельфа, они замещают здесь терригенные осадки, одна часть которых перехватывается ловушками (впадинами, заливами, лиманами) прибрежной зоны, а другая выносится за пределы шельфа. Проявление биогенно-карбонатного накопления при замедлении терригенного весьма характерно для теплой гумидной, субтропической, семиаридной и аридной зон. В таких климатических условиях роль биогенного карбонатонакопления относительно велика и на шельфах молодых складчатых сооружений, где эти осадки тотчас же занимают место терригенных, как только привнос соответствующего материала замедляется. Карбонатонакопление в теплом климате проявляется не только на шельфе, но и у подножия континентального склона. Например, на северо-западе Черного моря, где привнос терригенного материала замедлен даже у подножия

склона, недостаток этого материала как бы компенсируется биогенным (кокколитовым) карбонатонакоплением.

В условиях же холодной гумидной зоны и тем более субарктической и арктической зон обширные пространства шельфов платформ оказываются практически лишенными современных морских отложений. Здесь зачастую идет лишь формирование так называемых реликтовых осадков, представляющих собой лишь слегка переработанные морем континентальные отложения плейстоцена. Классический пример такой ситуации являет собой атлантический шельф США в районах, прилегающих к северо-западным штатам [5].

Прямая связь карбонатонакопления в первую очередь с климатом хорошо видна при сопоставлении седиментогенеза на шельфах молодых складчатых сооружений Крыма и Кавказа, с одной стороны, и Атласа – с другой. Как указывалось выше, для шельфов Крыма и Кавказа в условиях субтропического гумидного климата характерно терригенное осадконакопление, которое здесь подавляет карбонатонакопление. Данные же по осадкам шельфа Атласа [6,7] показывают, что при сходных условиях геологии и рельефа, но аридном климате карбонатонакопление начинает подавлять терригенное осадконакопление.

В заключение хотелось бы подчеркнуть важность исследования соотношения и сравнительной роли климатического и геологического факторов, а также выявления тех черт седиментогенеза, которые в наибольшей степени определяются тем или иным фактором. Это необходимо для всех палеогеографических и историко-геологических построений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бакри Д., Клинг С.О., Манхейм Ф.Т., Хорн М.К. Геологическое значение кокколитов в тонкозернистых карбонатных слоях постгляциальных осадков Черного моря. – "Лигол. и полез. ископ.", 1970, № 6.
2. Куприн И.Н., Щербаков Ф.А., Забелина Э.К., Паруни О.Б., Николаев С.Д. Палеогеография континентальной террасы Черного моря в голоцене и позднем плейстоцене. – В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1974.
3. Куприн И.Н., Щербаков Ф.А., Потапова Л.И., Шатов А.С., Полякова А.С. Литология, процессы диагенеза и формирование физико-механических свойств современных осадков континентальной террасы Черного и Каспийского морей. – В кн.: Проблемы геологии шельфа. М., "Наука", 1975.
4. Куприн И.Н., Щербаков Ф.А., Шевченко А.Я., Бурмистрова З.И. Процессы накопления и состав глинистой части осадков шельфа Черного моря. – В кн.: Комплексные исследования природы океана. Изд-во МГУ, 1973.
5. Эмери К. Геология окраины материка на востоке США. – В кн.: Геология и геофизика морского дна. М., "Мир", 1969.
6. Caulet J.P. Les sédiments organogènes du précontinent Algérien. – "Mem. museum natur. Nouv. ser.", v. XXV. Paris, 1972.
7. Caulet J.P. Recent biogenic calcareous sedimentation on the Algerian continental shelf. – In: The Mediterranean Sea – a natural sedimentation laboratory. Stroudsburg, USA, 1972.

ЗАВИСИМОСТЬ СОСТАВА ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ДОННЫХ ОСАДКОВ КАСПИЙСКОГО МОРЯ ОТ ФАЦИАЛЬНЫХ УСЛОВИЙ

О влиянии условий осадкообразования на состав органического вещества (ОВ), поступающего в верхний слой донных отложений, обычно судят по особенностям состава ОВ осадков, различающихся по гранулометрическим, минералогическим, батиметрическим и другим характеристикам.

Содержание ОВ. В осадках Каспийского моря, так же как и в осадках других водоемов [3,4,6], концентрация ОВ снижается при увеличении в них песчано-алевритового и карбонатного материала и повышается при увеличении глинистых минералов.

Влияние глинистости осадков на концентрацию в них ОВ обуславливается, очевидно, сорбционной активностью глинистых минералов.

В процессе седиментации минеральной взвеси органические соединения, растворенные в воде, сорбируются на глинистых минералах и переводятся в осадок. Как показал Р.Бедер с соавторами [2], глинистая взвесь осаждает до 50 - 60% водорастворимых продуктов распада планктонных организмов. В этом соосаждении глинистых минералов и органических соединений мы видим основную причину зависимости содержания ОВ от степени дисперсности и степени терригенности осадков. Кроме того, уже в самих осадках при бактериальной деструкции ОВ, поступающего в осадок не в сорбированной, а в детритной форме, образуются новые порции водорастворимых органических соединений, часть которых также сорбируется из иловых вод глинистыми минералами.

Сорбция ОВ в осадках предохраняет его от бактериальной деструкции, и раннедиагенетические потери ОВ идут главным образом за счет несорбированного (детритного) ОВ. Таким образом, возникает четко выраженная связь между глинистостью осадка и количеством в нем ОВ.

Групповой состав ОВ. С увеличением дисперсности терригенных осадков возрастает содержание (в расчете на осадок) всех компонентов группового состава ОВ: битумоидов, растворимых гуминовых веществ, легкогидролизуемых (кислоторастворимых) веществ, нерастворимой фракции ОВ. В то же время в составе самого ОВ доля битумоида и легкогидролизуемых веществ уменьшается, а доля гуминовых и нерастворимых веществ увеличивается. Аналогичные изменения в групповом составе ОВ отмечены во многих бассейнах седиментации [3] и, следовательно, имеют закономерный характер.

Одно из возможных объяснений возникновения данных закономерностей заключается в предположении, что седиментация липоидов

(образующих аналитическую фракцию битумоида) и легкогидролизуемых (растворимых в 10% соляной кислоте) веществ, с одной стороны, и гуминовых и значительной части нерастворимых веществ – с другой, происходит разными способами. Легкогидролизуемые вещества и геопилоиды поступают в осадок в составе органической взвеси, а гуминовые вещества, образующие щелочнорастворимую и нерастворимую фракции ОВ, – сорбированными на глинистых минералах взвеси¹. Благодаря этому увеличение дисперсности (глинистости) осадков приводит к увеличению доли сорбированных форм в составе осаждающегося ОВ и создает эффект разбавления по отношению к фракциям группового состава ОВ, генетически связанным с органической взвесью.

Таким образом, с увеличением глинистости осадков в суммарном ОВ уменьшается доля детритного ОВ и возрастает доля сорбированного. Одновременно, очевидно, изменяется и химический состав детритной части ОВ. Органическая взвесь состоит из унаследованных биополимеров (белков, полисахаридов) и липоидов.

В процессе седиментации органическая взвесь проходит через мощный бактериальный биофильтр. Чем дальше был путь органической взвеси до осадка, тем большая часть вещества терялась в результате бактериального потребления, деструкции и растворения и тем больше эта взвесь обогащалась относительно стойкими компонентами – липоидами – и обеднялась наиболее лабильными – биополимерами. Поэтому в тонкодисперсных осадках, в которые поступает именно длительно транспортировавшаяся органическая взвесь, последняя отличается минимальной "биополимерностью" и максимальной "липидностью". В то же время для суммарного ОВ тонкодисперсных осадков, благодаря влиянию сорбированного ОВ, характерно пониженное содержание как липоидов, так и биополимеров.

В целом к числу важнейших факторов, оказывающих влияние на состав захороняющегося ОВ, можно отнести гидродинамическую обстановку, обуславливающую гранулометрию выпадающей органической и минеральной взвеси и длительность ее транспортировки, а также минералогический состав пелитовой части осадков, определяющий количество сорбированной формы ОВ. В соответствии с этими факторами можно выделить две крупные обстановки осадкообразования, в которых состав ОВ осадков будет различным: 1) область относительно повышенной гидродинамической активности, в которой отлагаются сравнительно грубозернистые осадки (для Каспия – зона круговых течений, захватывающая внешний шельф и верхнюю часть склона); 2) область спокойной гидродинамики, в которой отлагаются тонкодисперсные илы (для Каспия – область центральных халисгаз). В этих обстановках по-разному происходит накопление

¹ Специальные исследования [5] показали, что в осадках Каспийского моря 30–40% нерастворимой фракции ОВ представлено прочно сорбированными гуминовыми веществами.



Схема седиментации различных форм органического вещества, оказывающих влияние на формирование состава суммарного органического вещества осадков

ОВ (рисунок). Соответственно, при переходе от грубозернистых отложений к тонкодисперсным характер состава ОВ изменяется следующим образом:

"Детритность" суммарного ОВ	уменьшается
"Гуминовость" суммарного ОВ	увеличивается
"Липоидность" суммарного ОВ	уменьшается
"Биополимерность" суммарного ОВ	уменьшается
"Липоидность" детритного ОВ	увеличивается
"Биополимерность" детритного ОВ	уменьшается
Содержание общего ОВ	увеличивается
сорбированного ОВ	увеличивается
детритного ОВ	увеличивается

Наиболее яркое различие в составе ОВ терригенных и карбонатных отложений Каспийского моря состоит в том, что в ОВ карбонатных осадков значительно большую (в чем в ОВ терригенных осадков) роль играют легкогидролизуемые (кислоторастворимые) вещества (40–50 и 25–30% соответственно) и значительно меньшую – нерастворимая фракция (50–55 и 65–75% соответственно). Меньшее количество нерастворимой фракции в составе ОВ карбонатных

отложений, скорее всего, обусловлено дефицитом терригенного глинистого материала и, соответственно, прочно связанных гуминовых соединений. Прямая связь между карбонатностью и количеством легкогидролизуемых веществ в ОВ зависит, с одной стороны, от меньшего, чем в терригенных осадках, поступления сорбированного ОВ. С другой стороны, значительная часть кислоторастворимой фракции ОВ карбонатных осадков, вероятно, представляет собой органические соединения, инклюдированные карбонатами и переходящие в раствор при обработке образца соляной кислотой. Такие соединения, естественно, устойчивы к бактериальной деятельности, и, вероятно, именно поэтому в карбонатных осадках Каспийского моря диагенетические потери ОВ составляют всего 30–35% исходного Сорг. В терригенных же отложениях эти потери достигают 45–50%.

Углеводы. В ОВ донных отложений Каспийского моря углеводы составляют 5–12%. Это близко к содержанию углеводов в ОВ океанических осадков [1]. Около 80% углеводов находится в виде структурных элементов гуминовых веществ, как растворимых, так и нерастворимых. Независимо от типа осадка в фульвокислотах на долю углеводов приходится 40–44%, в гуминовых кислотах – 14–15%, в нерастворимом ОВ – 3–5%. Однако для алевритово-глинистых илов характерно меньшее содержание углеводов в составе кислоторастворимой фракции ОВ (10%), чем для глинистых илов (20%). Это различие пока трудно объяснить.

ЛИТЕРАТУРА

1. Артемьев В.Е., Романкевич Е.А. Углеводы в донных осадках и иловых водах океана. – "Геохимия", 1973, № 12.
2. Бедер Р., Худ Д., Смит Д. Исследование растворенного органического вещества и его адсорбция отдельными частицами в морской воде. – В кн.: Геохимический симпозиум при V Всемирном нефтяном конгрессе. М., Гостоптехиздат, 1960.
3. Бордовский О.К. Органическое вещество морских и океанических осадков в стадии раннего диагенеза. М., "Наука", 1974.
4. Горшкова Т.И. Карбонаты и органическое вещество в осадках Среднего и Южного Каспия. – "Труды ВНИРО", 1959, т. 38.
5. Заславский Е.М., Аммосова Я.М. Состав органического вещества современных осадков Каспийского моря. – В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., "Наука", 1973.
6. Куприн П.Н., Багиров В.И. Геохимическая характеристика органического вещества донных отложений Среднего и Южного Каспия. – В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 1. Изд-во МГУ, 1970.

ОСОБЕННОСТИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ АЗОВСКОГО МОРЯ В ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

На акватории Азовского моря Лабораторией геологических исследований морских нефтегазоносных областей Института геологии и разработки горючих ископаемых были отобраны длинные (до 13 мм) колонки донных отложений, равномерно распределенные по всей площади моря в пределах изобаты 10 м. Это позволило провести детальное литологическое изучение вскрытой толщи отложений и их стратиграфическое расчленение. Результаты этих исследований опубликованы в ряде работ в 1968–1972 гг. [1, 2, 3, 5, 6, 7, 12], позволивших значительно детализировать существующие стратиграфические схемы [4, 9, 10, 13]. На всей исследованной акватории Азовского моря удалось расчленить голоценовую толщу (черноморский горизонт, по унифицированной региональной стратиграфической схеме) на новоазовские и древнеазовские отложения. Таким образом, в отложениях Азовского моря выделяются следующие стратиграфические подразделения.

1. Верхнеплейстоценовые отложения, представленные континентальными суглинками. Вскрытая мощность от 30 до 240 см.

2. Новоэвксинские отложения со вскрытой мощностью от 10 до 520 см. Фауна в них представлена только солонолюбивыми каспийскими видами и редкими пресноводными формами: *Ilyanopsis plicatus*, *Monodacna caspia*, *Dreissena polymorpha*, *Viviparus viviparus*.

3. Древнеазовские отложения, которые подразделяются на бугазские, витязевские и казантипские слои. Бугазские слои, мощность которых колеблется от 4 до 83 см, выделены по преобладанию солоноватоводных новоэвксинских видов (*Monodacna caspia*, *Ilyanopsis plicatus*) и появлению редких средиземноморских форм (*Cardium edule*, *Abra ovata*). Витязевские слои, залегающие выше, представляют более глубоководную фауну. Мощность их значительна и колеблется от 62 до 390 см. Витязевские слои характеризуются господством наиболее эвригалинных морских форм: *Cardium edule*, *Abra ovata* и др. Казантипские слои являются наиболее широко распространенными по площади отложениями древнеазовского бассейна. При этом они или связаны постепенным переходом с подстилающими их витязевскими слоями, или залегают трансгрессивно как на континентальных суглинках, так и на новоэвксинских отложениях. Мощность их колеблется от 20 до 428 см. Казантипские слои характеризуются господством более солонолюбивых морских видов *Chione gallina*, *Mytilus galloprovincialis*, *Paphia discrepanus*, *Gastrana fragilis* и др.

4. Новоазовские отложения встречены в 25 колонках. Вскрытая мощность от 14 до 686 см. Фауна характеризуется на-

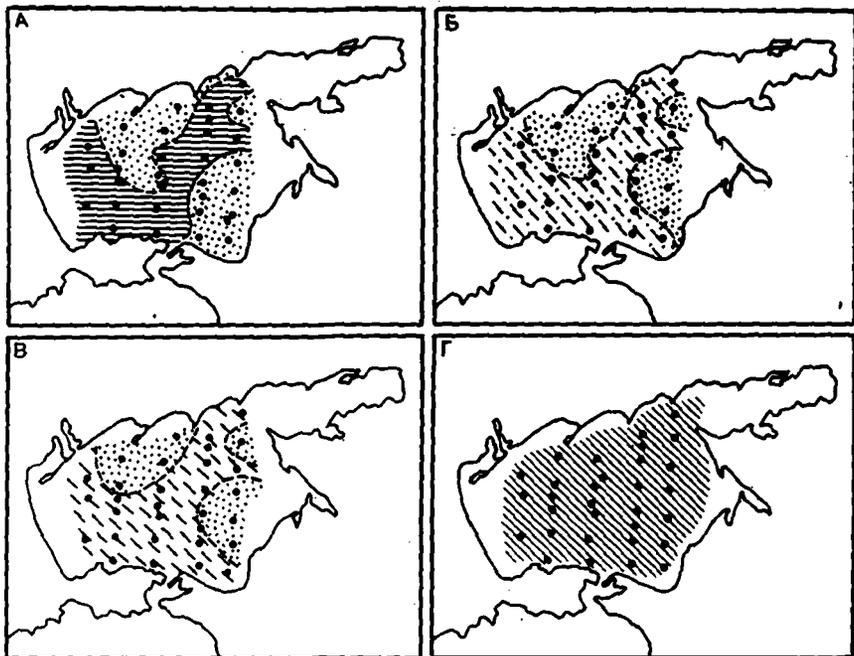
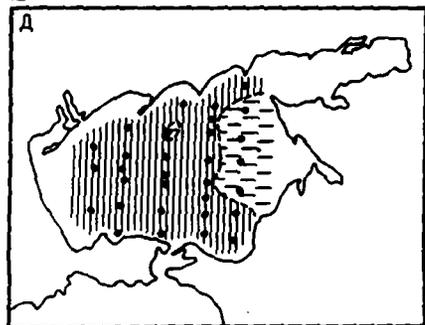


Рис. 1. Схемы распространения верхнечетвертичных отложений дна Азовского моря

Бассейны: А - новоэвксинский, Б - бугазский, В - витязевский, Г - казантипский, Д - новоозовский

1 - континентальные суглинки; отложения: 2 - новоэвксинские, 3 - бугазские, 4 - витязевские, 5 - казантипские, 6 - новоозовские; 7 - вскрытая зона размыва; 8 - станции взятия колонок



личием наиболее эвриталинных морских форм: *Cardium edule*, *Abra ovata* и др.

Распределение выделенных стратиграфических типов отложений по площади дается на рис. 1.

Литологические исследования, кроме детального визуального и микроскопического описания сухих колонок, включали гранулометрический водный анализ, определение CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$, количественный спектральный анализ бора в глинистой фракции отложений и

дифрактометрический анализ глинистой фракции. Проведенные исследования позволили выделить как для древнеазовских, так и для новоазовских толщ четыре основных типа донных отложений: 1) илы, преимущественно глинистые, реже алевроитово-глинистые или мелкоалевритовые, с примесью раковинного материала (в виде рассеянных раковин или детрита), содержание которого не превышает 10%; 2) илы с ракушей, где илы преимущественно алевроитово-глинистые или мелкоалевритовые, а количество раковинного материала (представленного мелкой ракушей с небольшим количеством детрита) колеблется от 10 до 50%; 3) ракуша с илом, сцементированная, содержащая от 50 до 70% раковинного материала, значительная часть которого представлена детритом; илы же, цементирующие эти отложения, мелкоалевритовые и реже – крупноалевритовые; 4) ракуша и раковинный детрит, не сцементированные с примесью илстого материала крупного алеврита. При этом установлено, что карбонатность новоазовских отложений ниже по сравнению с древнеазовскими, но содержание S_{org} в них выше.

Для каждого стратиграфического горизонта были составлены карты мощностей по типам выделенных отложений, общая карта мощностей, а также подсчитаны абсолютные массы для каждого типа отложений древнеазовского и новоазовского времени. Это позволило показать роль каждого выделенного типа отложений в процессе накопления осадочных толщ за рассматриваемые периоды времени в пределах исследуемой площади бассейна [3]. Было проведено сравнение терригенного и биогенного материала в древнеазовское и новоазовское время. Оказалось, что древнеазовские отложения сложены на 27,5% раковинным карбонатом и на 72,5% терригенными компонентами. Наибольшие абсолютные массы падают на долю илов, представленных преимущественно глинистыми и алевроитово-глинистыми разностями; они составляют 40% от общего количества отложившегося материала. Отложения илов с ракушей достигает 29% от общего количества, тогда как ракуша с мелкоалевритовым илом – 20%. Абсолютные массы ракуши и детрита составляют 11%. Они минимальны в центральной части бассейна, но увеличиваются к его периферии. Для этих отложений характерны большие количества крупных и превращенных в дресву обломков мидий.

Как видно из рис. 2, распределение по площади абсолютных масс новоазовских отложений значительно отличается от того, что имело место в древнеазовское время. В целом абсолютные массы изученных новоазовских отложений представлены на 31,2% раковинным карбонатом и на 68,8% – терригенными и прочими компонентами, среди которых илы составляют 44,1% от общего количества абсолютных масс, илы с ракушей – 24,0%, ракуша с илом – 15,8% и ракуша с раковинным детритом – 16,8%.

Таким образом, максимальное количество абсолютных масс ракуши и раковинного детрита новоазовских осадков сосредоточено в центральной и южной частях моря и уменьшается в периферийной.

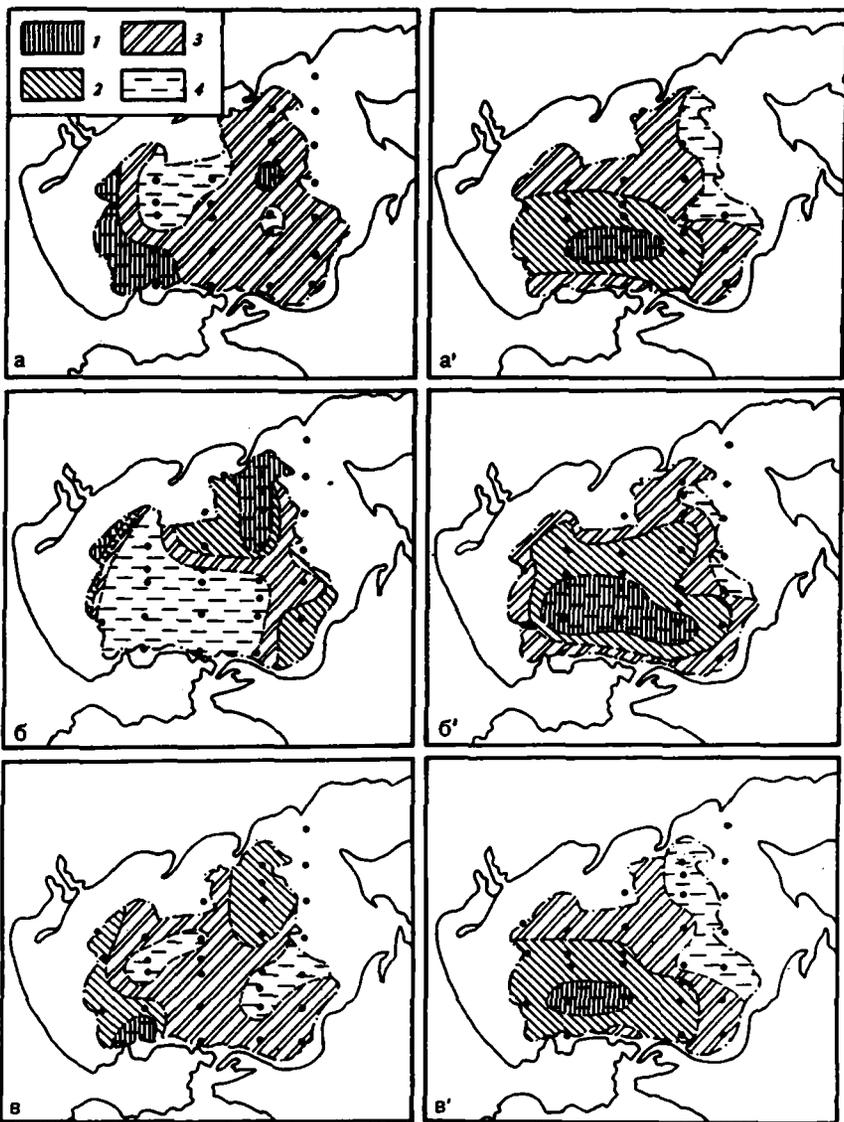


Рис. 2. Абсолютные массы отложений (в г/см²)

Древнеазовские: а - илы (1 > 300; 3 - 300-1; 4 - отложения отсутствуют); б - ракушка и детрит (1 > 100; 2 - 100-50; 3 - 50-20; 4 - 20-0); в - общие абсолютные массы (1 > 1000; 2 - 1000-500; 3 - 500-100; 4 - 100-0).

Новозовские: а' - илы (1 > 500; 2 - 500-200; 3 - 200-0; 4 - отложения отсутствуют); б' - ракушка и детрит (1 > 100; 2 - 100-50; 3 - 50-0; 4 - отложения отсутствуют); в' - общие абсолютные массы (1 > 1000; 2 - 1000-500; 3 - 500-100; 4 - 100-0)

Расчет абсолютных масс позволил установить суммарное количество поступающего за год седиментационного материала в новоазовское время, равное 48 млн. т, что близко к расчетным данным других авторов: Д.Г. Панова и М.К. Спичака [11] – 44,1 млн. т, Ю.П.Хрусталева и Ф.А. Щербакова [14] – 46,2 млн. т. Полученные расчеты позволили оценить с большей достоверностью роль биогенного карбоната, и не только автохтонного, но и аллохтонного.

Разнос раковинного материала в новоазовское время происходил по всей площади бассейна, причем в его центральную часть выносилось 20% от продуцируемого в прибрежной части моря раковинного материала. Наличие аллохтонного материала подтверждает и форма его накопления в виде прослоев и карманов. Интересным является факт незначительной роли аллохтонного карбоната в древнеазовских отложениях. Это может косвенно указывать на то, что во время черноморской трансгрессии, максимум которой соответствовал верхам древнеазовских отложений, не было значительного размыва донных прибрежных отложений, богатых раковинным материалом. В это время происходила в основном абразия побережья, поставляющая терригенный материал, тогда как абразия донных отложений была незначительной. Это позволяет подтвердить положение Е.Н. Невесского [10] о том, что в начале каждой фазы черноморской трансгрессии имело место захоронение древних реликтовых аккумулятивных тел без размыва или со слабым размывом. Максимальные скорости осадконакопления в центральной части моря составляют для новоазовского времени 2,3 мм/год, тогда как для древнеазовского – 1,4 мм/год.

Как показывает анализ осадков, вскрытых нашими колонками, в конце новозевксинского времени в южной части Азовского моря существовал сильно опресненный бассейн с ингрессивными заливами в палеорусле Дона и Молочной. Черноморская трансгрессия привела к появлению и последующей смене ряда бассейнов: бугазского, витязевского, древне- и новоазовского. Трансгрессия происходила постепенно, вызывая осолонение бассейнов и смену фауны в них. Границы бугазского и витязевского бассейнов практически мало отличались от границ бассейна, образованного в конце новозевксина. Лишь в казантипское время, в максимум черноморской трансгрессии, черноморские воды затопляют всю современную площадь Азовского моря и вызывают повышение солености вод, которая становится выше современной. Как известно, это было вызвано вторжением в Черноморскую впадину средиземноморских вод, обусловленным эвстагическим подъемом вод Средиземного моря и Мирового океана [8]. Особенности новоазовских осадков указывают на ослабление связи новоазовского бассейна с черноморским и позволяют судить о его опреснении по сравнению с водоемом казантипского времени. В дальнейшем новоазовский бассейн становится более замкнутым благодаря уменьшению сечения Керченского пролива, большее значение приобретают сток рек, абразия берегов и дна. Анализ мощностей и абсолютных масс позволил также судить о существовании

направленного прогибания южной части Азовского моря, приводящего к накоплению максимальных мощностей донных отложений и их абсолютных масс.

Изучение колебания солености в водах рассматриваемых бассейнов по содержанию бора в глинистой фракции донных отложений [1] показало, что распределение бора по площади дна бассейнов находится в зависимости от палеосолености бассейна. Кроме того, установлена закономерная связь между содержанием в глинистой фракции бора и количеством в ней гидрослоды (иллита), что подтверждается коэффициентом корреляции (r), который составляет 0,90 в новоазовских, 0,74 в древнеазовских и 0,78 в новозевксинских отложениях [1].

Исследованием глинистых минералов позднечетвертичных отложений Азовского моря [2] установлено наличие диагенетических преобразований поступающего во взвеси почвенного монтмориллонита, образованного по деградированным гидрослодам при переходе его из пресных вод в солоноватые. Регенерация его до гидрослод, благодаря поглощению K_2O из морской воды, вызывает увеличение количества последних в отложениях. Специфические условия центральной части бассейна (мелководность; наличие мощной толщи обводненных осадков – жидких илов, перемешиваемых волнением; восстановительная среда; быстрое разложение органического вещества и вынос его из осадка; обильное поступление глинистого материала из постоянного источника) предлагается рассматривать как благоприятные для генетических преобразований почвенного монтмориллонита в зоне седиментогенеза в условиях солоноватоводного бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексина И.А. Бор в глинистой фракции донных отложений Азовского моря. – "ДАН СССР", 1972, т. 204, № 3.
2. Алексина И.А., Едигарян З.П. Анализ абсолютных масс голоценовых отложений Азовского моря. – "ДАН СССР", 1971, т. 198, № 3.
3. Алексина И.А., Королев Ю.М., Едигарян З.П. Глинистые минералы позднечетвертичных отложений Азовского моря. – "Океанология", 1972, т. 12, вып. 1.
4. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическая история Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1938.
5. Едигарян З.П., Алексина И.А. Литология и особенность распространения верхнечетвертичных отложений в Азовском море. – В кн.: Геоморфология и литология береговой зоны морей и других крупных водоемов. М., "Наука", 1971.
6. Едигарян З.П., Алексина И.А., Глазунова К.Н. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений дна Азовского моря. – "Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР", 1970, № 37.
7. Лебедев Л.И., Едигарян З.П., Алексина И.А. Активные морфоструктуры морского дна и новейшие отложения. – "Изв. АН СССР. Сер. геогр.", 1969, № 4.
8. Марков К.К., Лазуков Г.П., Николаев В.А. Четвертичный период, т. 2. Изд-во МГУ, 1965.

- 9 Невесская Л.А., Невесский Е.Н. О составе фауны и особенностях развития Азовско-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время. "ДАН СССР". 1961, т. 136, № 5.
10. Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., "Недра", 1967.
11. Панов Д.Г., Спичак М.К. Об условиях осадконакопления в Азовском море. - В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
12. Соловьев В.Ф., Лебедев Л.И., Кулакова Л.С., Едигарян З.П., Алексина И.А., Гельман В.И., Падучих В.И., Чернов В.В. Геологическое строение шельфов Каспийского, Азовского и Черного морей в связи с их нефтегазоносностью. М., "Недра", 1971.
13. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. - "Труды ГИН АН СССР. Сер. геол.", 1960, № 2.
14. Хрусталеv Ю.П., Щербаков Ф.А. О балансе седиментационного материала в Азовском море. - "Океанология", 1968, № 3.

НОВЕЙШИЙ ЭТАП ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ АРАЛА И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ БЕРЕГОВЫХ ОСАДКОВ

В последние годы чрезвычайно возрос интерес к проблеме Арала, что связано с резким падением его уровня, вызванного интенсивным изъятием вод из рек Амударья и Сырдарья на орошение. Дальнейшее расширение поливного земледелия в Средней Азии ставит под угрозу существование самого Аральского моря. Проект переброски сюда части стока вод сибирских рек считается единственным выходом из создавшегося положения. О причине современного и прежнего падений уровня моря среди ученых нет единого мнения, поэтому особенно важным представляется изучение новейшей геологической истории Арала по литологическому составу донных осадков. Результаты этой работы могут быть использованы при реализации названного проекта.

Проведение геологических исследований на Аральском море, естественно, должно сопровождаться работами по выявлению среди его осадков полезных ископаемых. Такие работы получили уже в настоящее время широкое развитие на морских и океанических шельфах мира и оказались перспективными.

Учитывая все изложенное выше, Институт геологии и геофизики АН УзССР запланировал тему "Вещественный состав, условия формирования и рудоносность современных отложений Аральского моря", по которой и проводит исследования начиная с 1971 г. В программу работ входит изучение донных осадков Аральского моря на большую мощность, нежели это было сделано предыдущими исследованиями. В первые годы при отборе донных осадков использовались прямоточные грунтовые трубки с некоторой нашей модернизацией. Это позволило в 1973 г. поднять со дня моря два керна с 8-сантиметровыми прослоями солей. С 1974 г. начаты работы с вибропоршневой трубкой, с помощью которой предполагается вскрыть полную мощность мирабилитовой залежи.

Н.Г. Бродская [1], исследуя литологию донных осадков Арала, установила, что около 400-500 лет тому назад его акватория испытала временное сокращение и осолонение, после которого на дне моря накопились илы мощностью в 25-30 см. П.И. Чалов [6] считает, что за последние 140 тысяч лет на дне моря (над солью) накопился ил мощностью всего лишь в 90 см. По нашим подсчетам [5], сделанным после поднятия со дня моря мирабилита, залегающего под 50-85-сантиметровым слоем ила, скорость осадконакопления в море в десятки раз больше, чем определил П.И. Чалов. Время накопления этих осадков равно примерно 1000 годам.

Аральское море при незначительной своей глубине (в среднем 15-16 м) отличается довольно большими размерами площади акватории (около 66000 км²). Наибольшие (до 62 м) глубины приуро-

чены к западной части моря. Западный берег его является и наиболее крутым. Здесь обрывистые чинки Устурта, сложенные сарматскими известняками, имеют высоту до 200 м. В основании чинков, а также на островах и полуостровах обнажаются палеогеновые и реже меловые породы. Изредка в береговых обрывах открываются мало-мощные акчагыльские и апшеронские осадки. Другие берега Арала пологие и сложены преимущественно рыхлыми четвертичными песками.

Донные осадки моря вдоль берегов материка и вокруг островов представлены преимущественно песками, за которыми следуют алевриты, а ближе к центральным участкам моря – карбонатные глины.

К настоящему времени донные осадки до глубины 10 см изучены различными исследователями (с помощью дночерпателей и прямоочных трубок) более чем по 500 точкам. Однако получено не более 200 колонок мощностью 1 м. Еще меньше колонок (вероятно, несколько десятков колонок) имеют мощность до 1,5 м. В 1974 г. с помощью вибропоршневой трубки нами получено 7 колонок мощностью от 2 до 330 см.

В семи точках (в двух в западной глубоководной части Арала и в пяти в Малом море) грунтовые трубки на глубинах от 49 до 170 см от поверхности дна достигли соляного пласта, но не вскрыли полной его мощности (рис. 1)¹.

В четырех (из семи) точках удалось все же поднять керн соли мощностью до 8 см. Площадь Западно-Аральской мирабилитовой залежи, вероятно, составляет около 1000 км² (50 × 20 км), а Малого моря – 600 км² (20 × 30 км). С удалением от глубоководья мощность надсоляных илов увеличивается, соль выклинивается, а покрывающий ее гипс прослеживается и далее – ближе к берегу. Вне площади распространения солей верхний гипсоносный слой был пройден трубкой и ниже его вскрыты более древние подсолевые осадки (см. рис. 1, точки 244, 257, 262), среди которых встречен второй гипсоносный горизонт.

Корреляция колонок по западным глубоководным впадинам моря позволяет сделать вывод о том, что в последние этапы истории Арала произошло по крайней мере два осолонения его вод, приведших к выпадению на значительных площадях акватории моря гипса, а в наиболее глубоководных участках – гипса и мирабилита.

В настоящее время вскрыт лишь верхний мирабилитовый горизонт, да и то не во всех впадинах. Второй горизонт солей, вероятно, находится на 50–100 см ниже первого. Во второй гипсовый горизонт мы объединили гипсы, вскрытые в точках 244 (с глубины 132 см), 262 (с глубины 155 см) и 257 (с глубины 240 см). Гипсоносная порода интервала 29–37 см в точке 273.

¹ Следует отметить, что, по данным И.Г. Вайнберга с соавторами [2], соль встречена в заливах Тшебас и Паскевича. Однако состав соли и площади ее распространения в работе не даются.

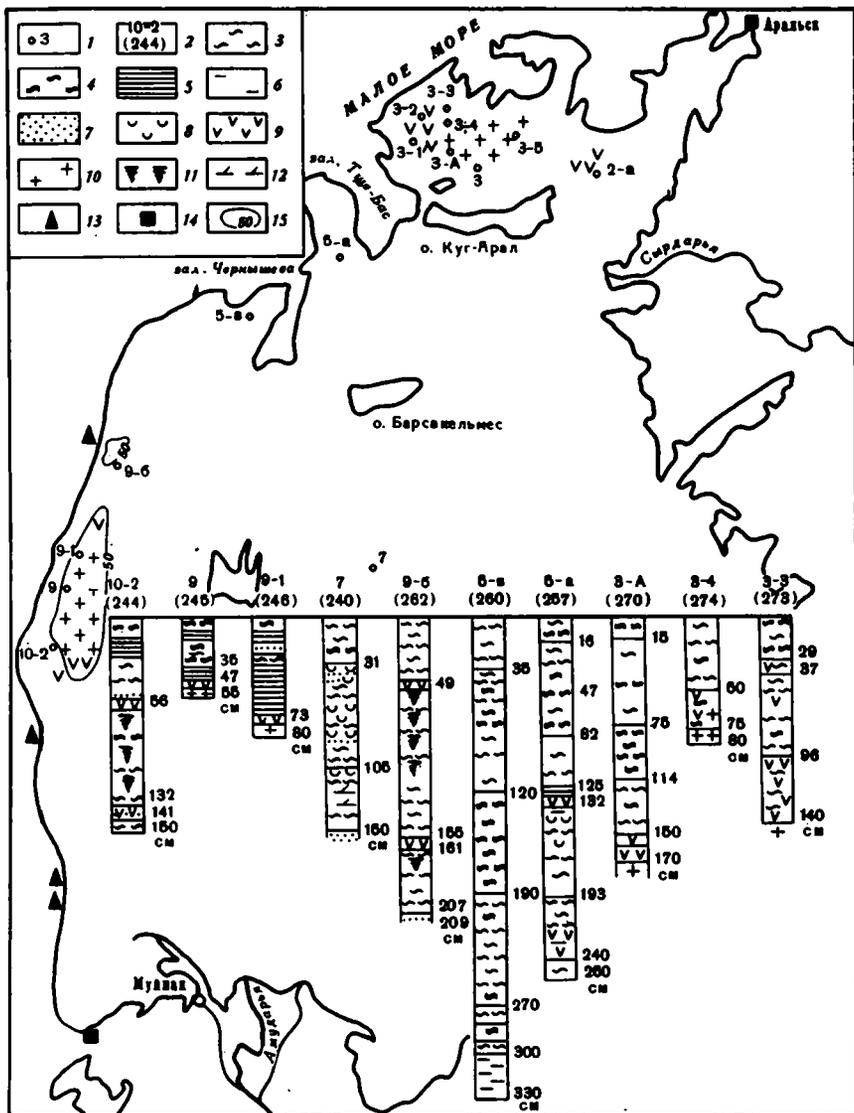


Рис. 1. Схема распространения мирабилитовых залежей среди донных осадков Аральского моря и россыпей среди береговых осадков

1 - точки отбора проб; 2 - номера станций и точки наблюдения; 3 - глины (илы) темные и светлые; 4 - глины (илы) черные; 5 - глины (илы) тонкослоистые; 6 - алевролиты; 7 - пески; 8 - фауна; 9 - гипс; 10 - соль (мирабилит); 11 - растительный войлок; 12 - обуглившиеся остатки растений; 13 - редкометалльные россыпи; 14 - янтарь; 15 - глубина моря

скорее всего, одновозрастна гипсоносному горизонту Н.Г. Бродской [1], который, однако, трудно выделяется в других колонках.

Следует отметить, что в большинстве колонок отмечается четкая слоистость, по которой с достаточной уверенностью можно высчитать время, необходимое на образование той или иной толщи осадков. Судя по фотографии (рис. 2) микрослоистых илов¹, взятых с глубины 35 см на ст. 9, мощность пары слоев ила, образующейся в течение года, равна 0,3–0,4 мм, а некоторых (толстых светлых слоев) – 0,5–0,6 мм. Подсчеты показывают, что для образования 50 см ила над мирабилитовым слоем ст. 9 потребовалось около 1000 лет. Если скорость осадконакопления в течение всей истории Арала была примерно такой же, то с момента образования второго, более древнего горизонта гипса (на глубинах 132–240 см) прошло по крайней мере 3–3,5 тыс. лет.

Разная мощность надгипсовых илов указывает на различную скорость осадконакопления в различных участках моря. Максимальной она считается у северных заливов Арала, где размываются палеогеновые бентонитовые глины, легко взмучиваемые при штормах и переносимые в удаленные участки моря. Особенно велика скорость осадконакопления в заливе Чернышева, где и получена наиболее длинная (330 см) колонка грунта, представленная довольно однообразной зеленовато-серой, местами черной глиной, внизу – алевроитом. Примерно о такой же скорости осадконакопления в Аральском море пишет Н.Г. Бродская [1]. На Каспийском, Азовском и других внутриконтинентальных морях скорость осадконакопления того же порядка [4, 8].

Таким образом, можно выделить следующие этапы новейшей геологической истории Арала. Около 3000–3500 лет тому назад море испытало осолонение, видимо, за счет сокращения объема стока Амударьи и Сырдарьи. Этот момент был зафиксирован накоплением маломощного (около 10 см) прослоя гипсоносной породы, вскрытой в точках 244, 257, 262. Весьма вероятно, что в наиболее глубоководных участках моря (точки 245, 246, 273, 274 и т.д.) в это время накапливалась соль (мирабилит). Затем наступил период длительного обводнения, которое сменилось новым (последним) значительным осолонением и сокращением акватории Арала с выпадением зимой из воды мирабилита, который и сохранился в глубоководных низкотемпературных зонах моря до настоящего времени.

В результате нового обводнения Арала, начавшегося менее чем 1000 лет тому назад, садка мирабилита прекратилась, уступив место накоплению гипса. Вскоре выпадение гипса сменилось карбонатно-глинистым осадкообразованием, которое и происходит до настоящего времени. Следует отметить, однако, что на общем фоне обводнения несомненно были и моменты временного незначительного

¹ Ввиду большой влажности естественного образца ила он легко сминается, что и видно на фотографии.

Рис. 2. Микроструктура в над-соляных илах ст. 9 (обр. 245-7, глубина моря 61 м, интервал 35-38 см от дна моря). Белое - карбонат, темное - органика

усыхания и осолонения, сопровождавшиеся выпадением гипса. Это имело место, например, 400-500 лет тому назад [1].

В моменты обводнения и опреснения моря более интенсивно развивалась растительность, которая и захоронялась в большом количестве, как это отмечено в точках 244 (интервал 56-132 см), 240 (интервал 105-150 см), 262 (интервал 49-155 см). Изменение уровня и солености воды приводило к смене темной окраски илов на светлую, увеличению и уменьшению количества живых организмов и другим изменениям в донных осадках.

Резкие колебания уровня моря и, следовательно, смещение его береговой линии приводили к многократному перемию береговых осадков, обогащенных вдоль западного побережья его акватории титановыми и редкометальными тяжелыми минералами. Источником этих минералов являются пески низов неогена (бурдигальский и гельветский ярусы).

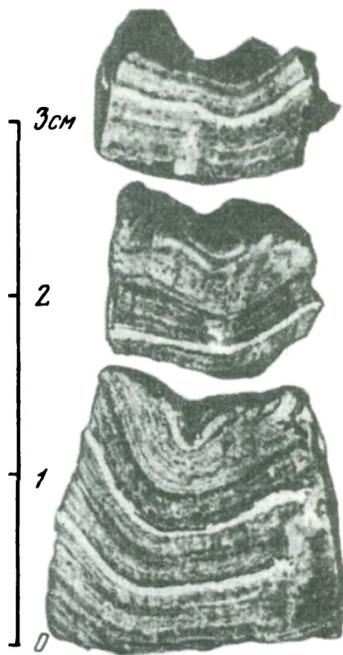
Россыпь у м. Киньяк, расположенная недалеко от границы КазССР и Каракалпакской АССР, содержит повышенные количества титаномагнетита, лейкоксена, анатаза, рутила и сфена. Длина ее 1,5-2 км, ширина 20 м. В прослое песка мощностью 3-5 см содержится до 5% TiO_2 . Местами отмечаются повышенные (до 20%) концентрации окиси титана.

У м. Актумсук на протяжении 1 км при ширине 5 м и мощности 20 см наблюдается черный шлик, состоящий из гематита и титаномагнетита. Содержание TiO_2 достигает 1%.

Улькентумсукская россыпь почти полностью повторяет киньякскую, но более бедна TiO_2 .

Россыпь у Комсомольска (на Устюрте) длиной более 10 км при ширине 50 м и мощности около 10 см содержит умеренное количество TiO_2 . В обогащенном шликке до 60% Fe_2O_3 . Титаномагнетит покрыт железистой корочкой.

На крайнем юго-западе Аральского моря в 5 км севернее с. Юрга в среднеспесчаной фракции береговых песков встречены единич-



ные зерна янтара размером 0,25–0,5 мм. Учитывая то, что и на севере Арала встречается янтарь, поиски его среди береговых осадков моря, надо полагать, перспективны.

Следует отметить, что некоторые из вышеупомянутых россыпных тел недолговечны и образуются после мощных штормов.

Дальнейшее комплексное исследование всех перечисленных литологических особенностей донных осадков Арала должно привести к установлению еще более достоверной картины геологической истории этого интересного моря–озера в течение последнего этапа его жизни и обнаружению более значительных концентраций россыпных минералов.

В заключение отметим, что проведенными исследованиями получены новые данные по геологической истории Аральского моря на протяжении последних двух–трех тысячелетий. Установлено, что последнее усыхание моря, прошедшее около тысячи лет тому назад, привело к осаждению из осолонявшейся воды мирабилита и сохранению его в наиболее глубоководных впадинах моря, отличающихся низкой среднегодовой температурой воды у дна моря. Само море распалось в то время на ряд разобренных озер и фактически перестало существовать как единый бассейн в современном понимании. В периоды изменения уровня моря происходило резкое перераспределение концентрации титано–редкометалльных россыпных руд в его береговых осадках. В настоящее время наиболее богатые из них сосредоточены в маломощном современном пляжевом песке у мысов Киньяк, Актумсук и Улькентумсук.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бродская Н.Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. – "Труды ГИН АН СССР. Сер. геол.", 1952, вып. 115 (57).
2. Вайнбергс И.Г., Ульст В.Г., Розе В.К. О древних береговых линиях и колебаниях уровня Аральского моря. – В кн.: Вопросы четвертичной геологии; вып. 4. Рига, "Зинтэне", 1972.
3. Кесь А.С. Основные этапы развития Аральского моря. – В кн.: Проблема Аральского моря. М., "Наука", 1969.
4. Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. М., "Наука", 1973.
5. Рубанов И.В. Соляные отложения под современными осадками Аральского моря. – "Узб. геол. журн.", 1974, № 1.
6. Чалов П.И. Датирование по неравновесному урану. Фрунзе, "Ильм", 1968.
7. Шнитников А.В. Динамика водных ресурсов Арала. – "Труды Лабор. озеровед. АН СССР", 1961, т. 14.
8. Шнюков Е.Ф., Сабогович З.В., Ковалюх Н.Н. О скорости осадконакопления в Азовском море. – "Геохимия", 1973, № 3.

ОСОБЕННОСТИ ЛИТОЛОГИИ, СТРАТИГРАФИИ И ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРАЛЬСКОГО МОРЯ

Морские геологические исследования, выполненные в Аральском море сотрудниками Ростовского государственного университета и Геологического института АН СССР в течение последних пяти лет, дали новый материал по литологии, строению толщи голоценовых отложений и выделению основных этапов в истории развития водоема.

По условиям осадконакопления на акватории Аральского моря выделяются Малое море, северные заливы, западная и центральная глубоководные котловины и восточное мелководье.

В толще голоценовых отложений выделяются [1,3] семь слоев, отличающихся друг от друга по гранулометрическому, минералогическому и химическому составу и соответствующим определенным этапам развития Аральского моря. Для толщи характерна ритмичность, выраженная в чередовании терригенно-карбонатных отложений со слоями осадков, обогащенных сульфатами кальция, натрия, сульфидами железа, органическим углеродом и алевритовым материалом.

Установлено, что Аральское море в голоцене испытало семь стадий развития, из которых четыре относятся к трансгрессивным, а три – к регрессивным. Причем трансгрессивные этапы нашли свое отражение в накоплении прибрежных отложений, сохранившихся в виде остатков морских террас и явившихся объектом детального исследования [4,5]. Донные осадки, сформировавшиеся в регрессивные стадии, почти не изучены, в связи с тем, что они перекрыты более поздними образованиями, а древние береговые линии находятся на значительных глубинах.

В основании вскрытого разреза голоценовой толщи Аральского моря залегают древнеаральские морские осадки, представленные в открытой части водоема глинистыми и мелкоалевритовыми илами, а в прибрежной зоне – песками с примесью гальки, гравия и ракушечного детрита. Отличительной особенностью отложений является более низкая их карбонатность по сравнению с вышележащими осадками. Вскрытая максимальная мощность превышает 0,70 м. Наибольшим распространением среди моллюсков¹ пользуются *Dreissena polymorpha obtusicarinata*, реже встречаются *Dreissena caspia pallasii* (Andr.), *Lymnaea auricularia* (Linna), *Pyrgula aff. spica* (Eichwald), *Planorbis sieversi* (Mousson), *Cardium edule* L. и др. Последний вид имел широкое развитие в прибрежной зоне на песках и крупноалевритовых илах.

¹ Определение пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков сделано А.М. Кафановым (Зоологический институт АН СССР, Ленинград).

Выше залегают преимущественно хомогенные осадки, соответствующие древнеаральской регрессии. Они представлены в основном гипсом с незначительным количеством терригенного материала, на отдельных участках распространены мирабилит, астраханит, тенардит [7]. В основании и в верхней части слоя встречаются многочисленные раковины моллюска *Cardium edule* L. Обычной для отложений является слоистость, выраженная в чередовании тонких слоев гипса различной окраски и степени обогащения глинистыми фракциями. Мощность гипсоносного слоя колеблется от 10 до 50 см и более. Причем четко проявляется тенденция увеличения его мощности с глубиной водоема. Максимальные значения отмечены в западной глубоководной котловине, минимальные – в колонках, отобранных с глубины 15–20 м. Осадки, относящиеся к аральскому трансгрессивному этапу развития Аральского моря, представлены преимущественно карбонатно-глинистыми илами светло-серого цвета. Отличаются они от современных отложений Аральского моря более высокой плотностью. Для аральского слоя характерны *Dreissena caspia pallasi* (Andr.), *Planorbis sieversi* (Mousson), *Hypansis minima minima*, *Theodoxus pallasi* L., *Theodoxus zhykovi*, *Pyrgula* aff. *spica* и др.

Следующий слой – карбонатно-глинистый или мелкоалевритовый ил, обычно насыщенный сульфатами кальция. На большей территории терригенные осадки замещаются сахаровидным и кристаллическим гипсом. Местами в слое наблюдается частое чередование (до 1,5–2,0 см) слоев тонкозернистого гипса и глинистого ила. В верхней, а частично и в нижней части слой обогащен створками *Cardium edule* L. Широкое развитие получили оолитовые пески. При этом образование их происходило не только на мелководье палео-Арала, но и в глубоководных его областях. Так, например, в западной котловине зафиксирован прослой оолитового песка мощностью 2 см. Мощность слоя, образовавшегося в период аральской регрессии, колеблется от 5–6 до 20–25 см.

Новоаральские трансгрессивные осадки представлены в основном глинистыми, карбонатно-глинистыми и мелкоалевритовыми илами, в прибрежной полосе – песками. Отличаются они от современных донных отложений меньшим содержанием карбоната кальция. Мощность слоя колеблется от 14 см в западной глубоководной впадине до 40 см и более на акватории, прилегающей к дельте палео-Амударьи. Повышенная (более 50 см) мощность глинистых и мелкоалевритовых осадков отмечена вблизи о-ва Курайлы, что, по-видимому, обусловлено накоплением здесь терригенного материала, поступающего с водным стоком палео-Сырдарьи.

Во время новоаральской регрессии на большей части территории Аральского моря происходило хомогенное осаждение гипса. Отличительные особенности гипсового слоя – малая (от 0 до 10–20 см) мощность и значительная загрязненность терригенным (в основном алевритовым) материалом. На осушившейся части водоема, как и в предыдущие этапы развития моря, шло накопление золых песков и алевритов желтого и желтовато-коричневого цвета за

счет переувлажнения прибрежноморских отложений. Между островами Кокарал и Барса-Кельмес встречены преимущественно терригенные осадки, представленные алевроитовыми илами со скоплением в виде маломощных слоев раковин *Cardium edule*. Широко развиты остатки моллюска и в глубоководных котловинах Аральского моря. Местами (Малое море, северо-восточная часть) в период новоаральской регрессии шло накопление прослоя растительных остатков мощностью 2-10 см. Общая мощность слоя колебалась от 3 до 28 см.

Современные отложения – преимущественно карбонатно-глинистые и мелкоалевритовые илы, реже – крупноалевритовые разности, кварцевые и оолитовые пески. Осадки хорошо фиксируются по присутствию в них ныне живущих в море моллюсков. Наиболее широко распространенными видами являются *Dreissena polymorpha obtusicarinata* и *Cardium edule* L. Мощность колеблется от 7 до 110 см в придельтовых областях Амударья и Сырдарья.

Описание истории развития Аральского моря в голоцене естественно начать с этапа, которому отвечают наиболее древние из вскрытых нами отложений – древнеаральские. В начале древнеаральского времени Амударья, изменив свое направление, повернула свое русло в Арал, что вызвало повышение уровня моря на 4,0-4,5 м выше современного. Это обусловило расширение акватории водоема, что совместно с увеличением глубин благоприятствовало разрушению берегов под действием абразии. Следы интенсивного размыва клифа просматриваются в современном рельефе в виде абразионных уступов, выработанных в глинах, песках и песчаниках палеогенового и мелового возраста [2]. Интенсивное поступление продуктов абразии, вынос обломочного материала реками Амударья и Сырдарья, относительно высокая биологическая продуктивность бентоса (главным образом *Cardium edule*) в период стабилизации и понижения уровня способствовали построению древних аккумулятивных форм. По данным И.Г. Вейнберга, В.Г. Ульста и В.К. Розе [2], аккумулятивные террасы и косы древнеаральского моря достигали длины до 10 км и ширины 1 км.

Видовой состав фауны: *Dreissena polymorpha obtusicarinata* A., *Dreissena caspia pallasii* (Andr.), *Cardium edule* L. и др. – позволяет предположить, что в древнеаральское время соленость Аральского моря, возможно, была близка к современной, а в периоды максимального поступления водного стока рек Амударья и Сырдарья – и несколько ниже. Следует также отметить, что наиболее благоприятные условия для обитания пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков создавались в конце древнеаральского времени, когда постепенно стала возрастать соленость. В период максимума трансгрессии обычно накапливались терригенные осадки с единичными редкими створками моллюсков.

Наступившая в последующем древнеаральская регрессивная стадия развития Аральского моря вызвана как аридизацией климата в пределах его бассейна, так и сбросом основной части водного сто-

ка Амударьи в Сарыкамышскую впадину. Эта регрессия была самой значительной по времени и интенсивности падения уровня в голоцене.

Резкое (на 15–16 м ниже современного) понижение уровня (береговая линия, по данным И.Г. Вейнберга, В.Г. Ульста и В.К. Розе [2], просматривается на абс. отметках 35,5–36,0 м) привело к значительному уменьшению (до 330–350 км²) площади и глубин водоема. Так, например, в Малом море максимальная глубина составила 13–14 м, в центральной впадине – 14–15 м, в западной – 50–55 м. В результате понижения уровня в пределах Малого моря образовался полуизолированный мелководный водоем, периодически терявший связь с открытой частью Аральского моря. Лишь незначительный водообмен осуществлялся между западной и центральной впадинами. Острова Лазарева, Белингаузена, Константина, Возрождения, Комсомольский представляли собой единый громадный остров. На осушившихся площадях шло интенсивное образование эоловых наносов в виде дюн за счет переработки ветрами древнеаральских морских песчаных отложений.

Сухой жаркий климат, незначительный водообмен между отдельными частями моря, превращение его площадей в изолированные и полуизолированные водоемы, увеличение солености, изменение гидрохимического режима благоприятствовали накоплению хемогенных осадков, преимущественно сульфатов кальция, с незначительной примесью терригенного материала. В результате в Малом море образовался довольно мощный (45–55 см) слой гипса. В Большом море процесс хемогенного осаждения солей также имел место, хотя мощность слоя гипса здесь обычно меньше (25–40 см), а примесь терригенного материала выше. Местами в гипсоносном слое встречаются мирабилит, тенардит, астраханит [7].

Минералогический состав солей свидетельствует о существовании солености в пределах Аральского моря от 30 до 100‰, а возможно, и более. На возможность существования такой солености указывают также теоретические расчеты, проведенные Государственным океанографическим институтом [8]. По расчетным данным, среднегодовая соленость Аральского моря при полном изъятии материкового стока может за 30 лет достигнуть 100‰.

Заполнение Присарыкамышской дельты аллювиальным материалом, поднятие уровня в Сарыкамышской впадине и вследствие этого подтопление русла Амударьи наряду с общим увлажнением климата способствовали повороту реки в сторону Аральского моря и повышению в нем уровня до абс. отметки 54,5 м. В северо-западной части моря древняя береговая линия, соответствующая аральской стадии развития водоема, прослеживается по наибольшим аккумулятивным террасам, реже – абразионным уступам высотой до 3 м [2].

По мере понижения солености в ходе развития аральской трансгрессии происходило изменение видового состава пластинчатожабрных и брюхоногих моллюсков от стеногалинных форм, обитающих при солености выше 25‰, до пресноводных. *Pyrgulla aff.spica*

и некоторые другие виды явно тяготеют к опресненным площадям, примыкающим к дельтам Амударьи и Сырдарьи. Следует также отметить, что *Cardium edule* занимает промежуточное положение. Эта форма образует на отдельных участках маломощный прослой в виде целых створок раковин и обычно отделяется от гипсоносного слоя терригенными осадками мощностью до 3–5 см.

Аральская трансгрессия была кратковременной, о чем свидетельствует незначительная (до 40–45 см) мощность терригенно-карбонатных осадков. При сравнении фациальных условий Аральского моря этого времени с современными существенных отличий не отмечено. Соленость, по-видимому, в среднем не превышала $8-9\text{‰}$, что привело к обеднению видового состава моллюсков и доминированию пресноводных видов. Повышенное содержание в осадках Аральского моря карбоната кальция связано с благоприятными условиями его хемогенного накопления.

В период аральской регрессии морской тип осадконакопления сменяется на озерно-лагунный, о чем свидетельствует почти повсеместное накопление гипса. Основная водная артерия, питающая водоем – палео-Амударья – лишь незначительную часть водного стока сбрасывала в Аральское море. Основное ее русло было направлено в Сарыкамышскую впадину. В связи с этим Аральское море уменьшается в размерах и постепенно превращается в озеро с соленостью воды, превышающей 30‰ . Береговая линия располагалась на глубине 10,5–11,5 м ниже современного уровня Арала, т.е. на абсолютных отметках 40,0–41,0 м. В северной и северо-восточной частях древняя береговая линия выражена абразионными уступами или аккумулятивными формами, сложенными разнозернистыми песками, галькой, гравием с обломками раковин *Cardium edule* L. [2].

В середине VII в. н.э. вновь весь водный сток Амударьи стал поступать в Аральское море, вызвав начало новоаральской трансгрессивной стадии. Уровень водоема поднялся на 1,5–2,0 м выше современного (аккумулятивные формы новоаральской береговой линии располагаются в настоящее время на абс. отметке 53,0 м). Средняя соленость, по-видимому, не превышала $8-9\text{‰}$.

Наступившая в дальнейшем новоаральская регрессия вызвала сокращение площади водоема и увеличение солености до 30‰ . Регрессивное развитие моря обусловлено частичным сбросом вод Амударьи в Сарыкамышскую впадину. Береговая линия моря прослеживается на глубине 7,5–8,0 м и располагается на абс. отметках 43,0–44,0 м. Сырдарья впадала в восточной части по руслам Жанадарьи и Кувандарьи. На уменьшение поступления количества пресных вод в Аральское море в новоаральскую регрессию указывает содержание тяжелых изотопов хлора в раковинах моллюска *Cardium edule* L. [6].

В конце XVI в. накопившиеся в Сарыкамышской дельте аллювиальные наносы способствовали полному сбросу вод Амударьи в Аральское море. Современная эпоха в развитии водоема характе-

ризуется заметными колебаниями уровня. Данные за последние 100 лет указывают на размах колебаний до 3 м.

Таким образом, изучение геологического строения толщи голоценовых отложений и видового состава пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков со всей очевидностью показывает, что условия осадконакопления и основные этапы развития Аральского моря обусловлены режимом водного стока основной речной артерии Амударьи и колебаниями климата на водосборных площадях. Поступление различных объемов воды в море вызывало изменение солености, а также площади, глубин и очертаний береговой линии. Исходя из вещественного состава голоценовых отложений (наличие сульфатов), расчета солености по методике, разработанной в ГОИН, с учетом уменьшения объема водоема можно сказать, что только в древнеаральскую регрессию Амударья полностью весь сток сбрасывала в Сарыкамьшскую впадину. В периоды же аральской и новоаральской регрессий Амударья питала своими водами как Арал, так и Сарыкамьш. И если в аральскую регрессию большая часть стока поступала в Сарыкамьшскую впадину, то в новоаральскую регрессивную стадию основной объем воды сбрасывался в Аральское море. В трансгрессивные стадии Арал увеличивался в размерах, опреснялся за счет гумидизации климата и увеличения стока рек.

Сырдарья на протяжении большей части голоцена сбрасывала свои воды в Арал по руслам Жанадарьи и Кувандарьи. Современная дельта, по-видимому, начала формироваться после новоаральской регрессии, на что указывает отсутствие гипса в прилегающих к палеodelьте областях при повсеместном его развитии в Малом море.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бродская Н.Г. Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море. М., Изд-во АН СССР, 1952.
2. Вейнбергс И.Г., Ульст В.Г., Розе В.К. О древних береговых линиях и колебаниях уровня Аральского моря. - В кн.: Вопросы четвертичной геологии, вып. 4. Рига, "Зинтэне", 1972.
3. Кесь А.С. Основные этапы развития Аральского моря. В кн.: Проблема Аральского моря, М., "Наука", 1969.
4. Кирюхин Л.Г., Кравчук В.Н., Федоров П.В. Новые данные о террасах Аральского моря. - "Изв. АН СССР, Сер. геогр.", 1966, № 1.
5. Лымарев В.И. Берега Аральского моря - внутреннего водоема аридной зоны. Л., "Наука", 1967.
6. Николаев С.Д., Резников С.А. Некоторые черты позднеголоценовой палеогеографии Аральского моря по изотопно-кислородным данным. - "Вест. МГУ. Сер. геогр.", 1974, № 3.
7. Рубанов И.В. Соляные озерные отложения под современными осадками Аральского моря. - "Узб. геол. журн.", 1974, № 1.
8. Современный и перспективный водный и солевой баланс южных морей СССР. М., Гидрометеиздат, 1972.

*А. Б. ОСТРОВСКИЙ, Я. А. ИЗМАЙЛОВ, И. П. БАЛАБАНОВ,
С. И. СКИБА, Н. Г. СКРЯБИНА, Х. А. АРСЛАНОВ,
Н. А. ГЕЙ, Н. И. СУПРУНОВА*

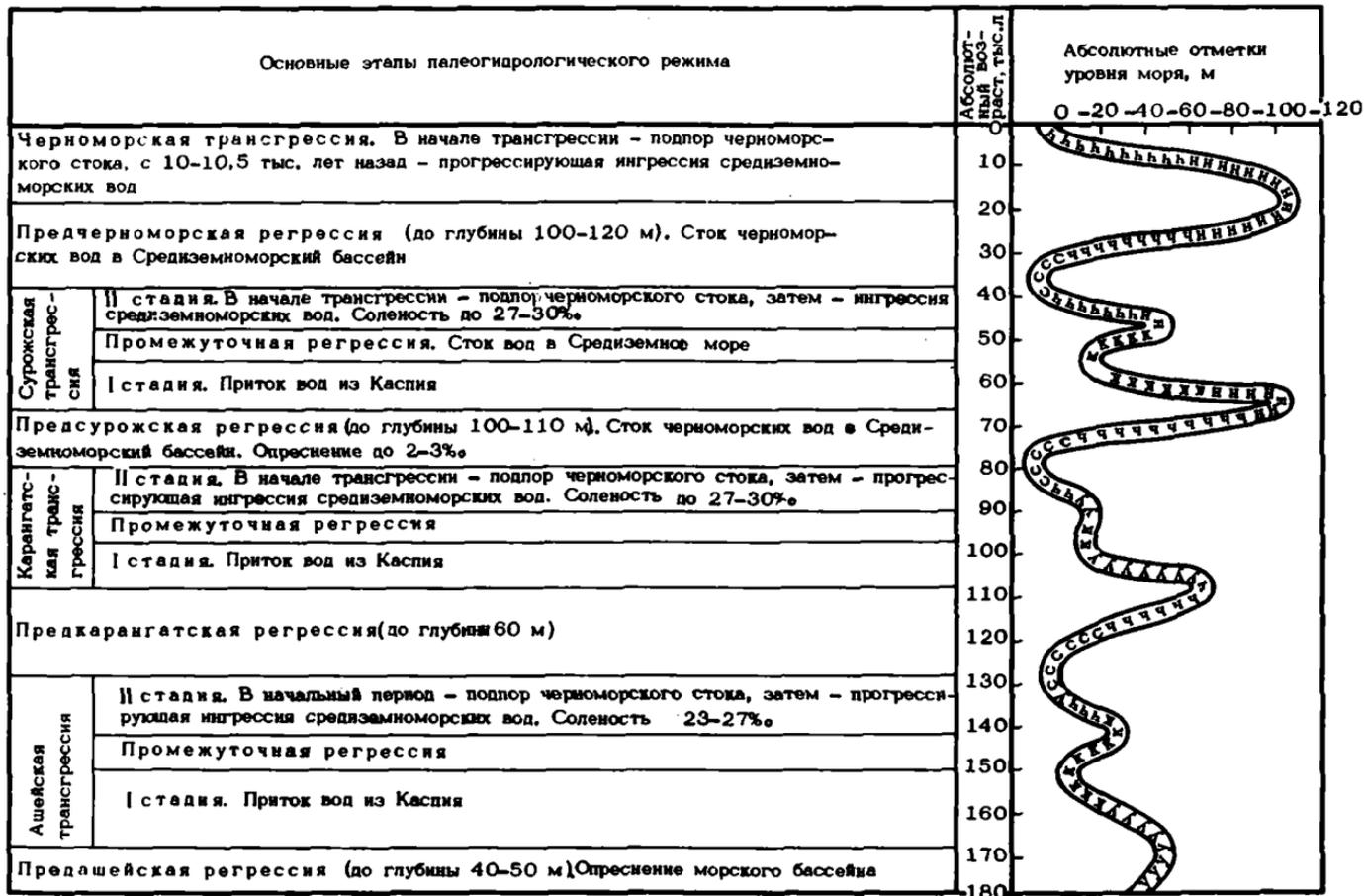
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ПАЛЕОГИДРОЛОГИЧЕСКОМ РЕЖИМЕ ЧЕРНОГО МОРЯ В ВЕРХНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ

История позднелейстоцен-голоценового гидрогеологического режима Черного моря до сих пор широко дискутируется. Нет единого мнения о количестве верхнелейстоценовых трансгрессий: Г.И. Поповым [14], Г.И.Горещким [2], А.Б.Островским [10] их выделяется две, карангатская и сурожская, а П.В. Федоровым [17] – лишь одна, карангатская. Глубины регрессий Черного моря в течение рассматриваемого интервала геологического времени оцениваются от -110 ± -120 м [11] до -35 ± -40 м [2].

Промежуточные регрессивные фазы в процессе голоценовой трансгрессии Е.Н.Невесским [7] отрицаются, в то время как П.В. Федоровым [17] доказывается происшедшая около 2,5 тыс. лет назад фанаторийская регрессия, оцененная им в 3–4 м, К.К. Шиликом (см. статью в наст. сб.) – в 7 м, а А.Б. Островским [8] – в 15–17 м. Вопреки традиционному уже пониманию новоэвксинской эпохи в качестве глубокой предголоценовой регрессии Черного моря [1] некоторые исследователи [2] стали считать эту фазу трансгрессивной.

Особенно спорен гидрологический режим регрессивных фаз Черного моря. Э.Т.Дегенс и Дж.М.Хант [3], а также некоторые отечественные исследователи считают, что в период предголоценовой регрессии оно было бессточным озером-морем, тогда как А.Б.Островский [10, 11] доказывает неизбежность существования одностороннего стока из Черного моря в Средиземное.

Объективные причины указанных выше разногласий в вопросах палеогидрогеологического режима Черного моря следует искать как в еще далеко несовершенном комплексе методов восстановления и палеогеографической интерпретации геологической летописи, так и в существенной ее неполноте. Последняя обусловлена многочисленными перерывами в морских осадках присутствием в их разрезах палеонтологически "немых" субаэральных толщ и, наконец, спецификой палеогеографических условий различных районов морского бассейна. Дело в том, что одни и те же палеогидрологические события в истории Черноморского бассейна: трансгрессия, регрессия, изменение солености и температуры в разных его частях – неизбежно различно отражались на характере эволюции одних и тех же палеогеографических факторов. Так, гляциоэвстатические трансгрессии, сопровождавшиеся прогрессирующим осолонением бассейна за счет ингрессии средиземноморских вод, вблизи устьев речных долин в начальные этапы этих трансгрессий вызывали подпор речного стока и длительное существование здесь пресноводно-лиманной фауны [11].



инин 1 кккк 2 уууу 3 чччч 4 сссс 5

В глубоководной части бассейна могут не находить четкого палеонтологического отражения осцилляции уровня моря амплитудой даже в первые десятки метров, а после установления здесь режима сероводородного заражения палеонтологический метод практически не способен дать какой-либо палеогидрологической информации. Количество подобных примеров можно было бы значительно расширить также на материале других регионов и различных геологических эпох [4].

Авторы настоящей статьи задались целью детально, с применением широкого комплекса современных методов, изучить различные палеогеографические районы: а) низкие аккумулятивные террасы сочинского и абхазского побережий с прилегающим к ним шельфом; б) высокие морские террасы побережья Западного Кавказа; в) переуглубленные устья речных долин Кавказского побережья с прилегающим к ним шельфом; г) Керченский пролив - и, анализируя данные об одних и тех же палеогеографических событиях в этих районах, восстановить палеогидрологическую картину развития Черноморского бассейна в верхнем плейстоцене-голоцене.

Проведенные авторами исследования и сопоставление полученных результатов по смежным районам Азово-Черноморского бассейна, а также по Средиземному и Каспийскому морям показали, что за последние 150 тыс. лет гидрологический режим Черного моря включал четыре крупных цикла, каждый из которых объединял смежную во времени пару крупных регрессий и трансгрессий (рис. 1). С первыми тремя циклами - ашейским, карангатским и сурожским - связано формирование одноименных "цикловых" террас Кавказского побережья, а также второй, третьей и четвертой надпойменных террас Кавказских речных долин [9]. Последний же гидрологический цикл, по нашему мнению, находится в процессе своего развития и завершается новейшей черноморской трансгрессией, близкой к своей экстремальной фазе.

Упомянутые гидрологические циклы, обладая общими закономерностями, обнаруживают и отчетливую направленную изменчивость от более древних к современному циклу. Так, отмечается интересная закономерность в изменении глубин уровней морской бассейна в предашейскую, предкарангатскую и предсурожскую регрессии, кото-

Рис. 1. Изменение палеогидрологического режима Черного моря в верхнем плейстоцене-голоцене

Комплексы конхилиофауны: 1 - новозевксинский, слабо солоноватоводный, с *Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia*, *Micromelania caspia*; 2 - каспийский, солоноватоводный, с *Didacna* и *Dreissena*; 3 - узунларский, солоноватоводный, с каспийскими (*Didacna*, *Dreissena*) и эвригалинными средиземноморскими (*Cardium edule*, *Balanus*, *Abra ovata*) видами; 4 - черноморский, близкий к современному; 5 - карангатский; средиземноморский, с относительно стеногалинными видами (*Cardium tuberculatum*, *Paphia senescens*, *Schrobicularia plana*)

рые (по палеопатомологическим построениям для речных долин Кавказского побережья) составляли соответственно [9, 11] 45-50, 60-70 и 100-110 м.

Регрессивные фазы Черноморского бассейна сопровождались осушением значительных участков шельфа и выдвиганием устьев речных долин к его современной бровке, что доказано выполненным в последние годы бурением на шельфах Северо-Западного и Кавказского побережий [16, 12]. Регрессиям отвечали также четкие эрозионные врезы, отмеченные как в пределах Керченского пролива, куда, видимо, выходило устье Дона, так и в лиманах анапско-таманского участка побережья, где, по всей вероятности, располагались регрессивные устья Кубани, а также в устьях рек Кавказского побережья.

В результате проведенных исследований стали известны и регрессивные лиманные и аллювиальные толщи предкарангатского времени (они вскрыты скважинами вблизи устья Тобечкинского озера и в основании косы Чушка). Предсуроожский аллювиальный комплекс выделяется в Керченском проливе по новым данным бурения Гидропроекта и Северо-Кавказского геологического управления. В основании его залегают пески русловой фации, содержащие гальку и массу окатанной фауны практически из всех более древних горизонтов плейстоцена. Выше последних лежат супеси и алевриты, по-видимому, пойменно-лиманного генезиса, которые в свою очередь надстраиваются морскими суроожскими осадками. Глубина тальвега предсуроожского эрозионного вреза у северного входа в Керченский пролив превышает 50 м. Здесь же выделяется и поздневерхнеплейстоценовый предчерноморский аллювиальный комплекс, строение которого принципиально сходно с упомянутым выше предсуроожским комплексом: это те же русловые пески с базальным горизонтом и массой окатанной более древней морской и пресноводной фазы, переходящие в кровле в пойменно-лиманные алевриты и глины, которые затем сменяются осадками голоценовой черноморской трансгрессии. Глубина предчерноморского эрозионного вреза у северного входа в Керченский пролив определена бурением в 70 м. Регрессивные аллювиальные толщи всех указанных выше циклов выделяются и в устьях кавказских рек.

Регрессивные эпохи в новейшей истории Черного моря сопровождались значительным его опреснением, которое, очевидно, объясняется проточностью морского бассейна в условиях одностороннего сброса его вод в регрессивный Средиземноморский бассейн. Так, отложения ранней фазы суроожской трансгрессии, встреченные в пределах шельфа п-ова Пицунда на глубине 180 м, также содержат слабосоленатоводный, близкий к новоэвксинскому комплекс фауны, ураново-иониевый возраст которой 47000 ± 1700 лет (ЛУ-413). Наконец, общеизвестно и подтверждено нашими исследованиями существование в основании осадков новейшей трансгрессии солонатоводного новоэвксинского комплекса фауны.

Характерно, что, как и более ранние плейстоценовые трансгрессии Черного моря [11, 12], трансгрессии ашейского, карангатского

и сурожского циклов происходили в две стадии, разделенные промежуточной регрессией. В начальных фазах первых стадий этих трансгрессий имел место подпор устьев речных долин, что нашло свое отражение в формировании аллювиально-лиманных надверший регрессивных комплексов речных образований Керченского пролива и устья Кубани. В максимальные же фазы этих трансгрессивных стадий, уровень которых был ощутимо ниже современного, происходила активная иммиграция каспийской фауны в Азово-Черноморский бассейн, что является несомненным свидетельством притока каспийских вод в эти эпохи через Маньчский палеопроток.

Отложения первой, каспийской, фазы ашейской трансгрессии с фауной хазарского типа известны южнее г. Туапсе [9]. Отложения с предкарангатской каспийской фауны были описаны Г.И. Поповым [14] в устье р. Гумиста и у Чокракского лимана. Предсурожская трансгрессивная каспийская стадия Азово-Черноморского бассейна представлена упоминавшимся уже комплексом отложений с дрейсенами *p-ova* Пицунда, а в Керченском проливе – отложениями *Didacna ex gr. trigonoïdes* и другими каспийскими раковинами, залегающими между предсурожскими аллювиально-лиманными породами и собственно сурожскими осадками.

На основании исследований К.К. Маркова [5] мы считаем, что первые стадии трансгрессий Азово-Черноморского бассейна носили гидрократический характер и были вызваны увеличением речного стока в условиях прохладного плейстоценового климата. Они происходили синхронно с гидрократическими трансгрессиями Каспия, избыток вод которых сбрасывался через Маньчский палеопроток в Азово-Черноморский бассейн.

Вторые стадии черноморских трансгрессий носили несомненно гляциозвстатический характер и сопровождались прогрессирующей ингрессией вод и иммиграцией фауны из Средиземноморского бассейна. Соленость Черного моря в экстремальные фазы ашейской, карангатской и сурожской трансгрессий не менее чем в 1,5 раза превышала современную, о чем свидетельствует нахождение в этих осадках ныне не живущей относительно стеногалинной конхилиофауны: *Cardium tuberculatum*, *Parhia senescens*, *Schrobicularia plana* и др. Уровень этих трансгрессий, по-видимому, несколько превышал современный.

Последняя черноморская трансгрессия, в отличие от предыдущих, в связи с окончательным разобщением в послесурожское время Каспийского и Азово-Черноморского бассейнов не сопровождалась притоком каспийских вод и является как бы одностадийной.

Полученные Х.А. Арслановым и Н.И. Тертычным абсолютные датировки отложений максимальных фаз ашейской (124000 ± 3500 (ЛУ-406 В) – 139000 ± 5000 (ЛУ-409 В) лет назад), карангатской (74000 ± 3000 (ЛУ-404 В) – 88000 ± 3000 (ЛУ-402 В) лет назад) и сурожской (34100 ± 900 (ЛУ-450 В) – 41250 ± 340 (ЛУ-348) лет назад) трансгрессий позволяют установить период их цикличности – порядка 40 тыс. лет (см. рис. 1).

Наиболее представительные палеогидрологические материалы удалось получить для поздневерхнеплейстоцен–голоценовой черноморской трансгрессии, чему способствовало детальное бурение на суше и прибрежном шельфе в Адлерском и Пицундском районах, в устьях кавказских рек, а также на акватории и берегах Керченского пролива, где мощность отложений этого возраста достигает соответственно 120 и 70 м. Комплексное (палеонтологическое, палинологическое, литолого–минералогическое, инженерно–геологическое) изучение более чем 9 тыс. м керн буровых скважин, детальные геоморфологические исследования, а также определение радиоуглеродного возраста раковин, древесины и торфяников позволили восстановить общую картину изменений уровня Черного моря за последние 12–13 тыс. лет (рис. 2). Глубина поздневерхнеплейстоценовой регрессии при этом несомненно превышала 100 м, что подтверждается палеопатомологическими построениями по устьевым участкам кавказских рек и палео–Дона (в пределах Керченского пролива), а также положением абразионных платформ начальной фазы новейшей трансгрессии в районе Пицунды.

Данные наших исследований позволяют утверждать, что на фоне последующего общего трансгрессивного подъема уровня Черное море испытало не менее шести трансгрессивно–регрессивных фаз более низкого порядка. В разрезах древнеаккумулятивных террас у поселков Пицунда, Адлер и Лазаревское указанные трансгрессивно–регрессивные фазы фиксируются плановой и высотной миграцией осадков пляжевой фации, а для последних двух трансгрессивных фаз –

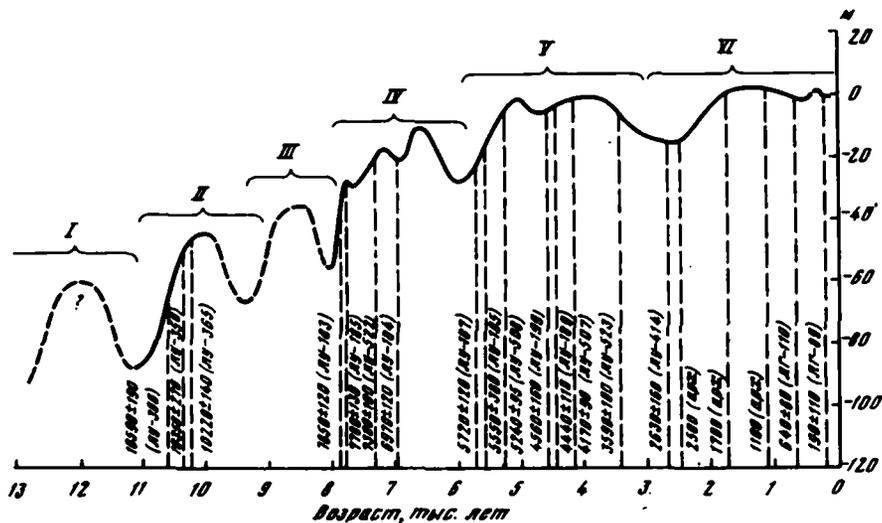


Рис. 2. Эстатическая кривая изменения уровня Черного моря в голоцене

Римскими цифрами I–VI обозначены трансгрессивно–регрессивные фазы, усложняющие новейшую трансгрессию

и положением береговых волноприбойных валов, возраст которых датируется археологическими памятниками неолита, а также эпох греческой и римской колонизаций. В разрезах осадков устьевых участков переуглубленных долин Кавказа трансгрессивно-регрессивные фазы запечатлены в виде взаимовложений серий разновозрастных аллювиально-лиманно-морских образований. Глубины промежуточных регрессий при этом устанавливались палеопатомологическими построениями по двум десяткам переуглубленных долин Гагринско-Анапского побережья. Экстремальные же трансгрессивные уровни моря отчетливо фиксируются по гипсометрии кровли разновозрастных лиманных толщ, а для последних трех фаз - и по кровле ингрессионных морских отложений, которые по ряду долин (Мзымта, Псезуапсе, Туапсе и др.) прослежены до 0,5 - 1,0 км вверх от современных их устьев.

Наконец, в прибрежной полосе Керченского пролива и Анапско-Таманского района рассматриваемые трансгрессивно-регрессивные фазы нашли отражение в формировании серии береговых аккумулятивных песчано-ракушечниковых тел, перекрытых горизонтами торфяников и морскими глинами, а в акватории пролива и на шельфе - в виде эрозионных врезов и внутриформационных размывов в 30-метровой толще морских илов.

Эвстатическая кривая новейшей трансгрессии Черного моря (см. рис. 2) составлена в результате сравнительного анализа данных по трем указанным выше палеогеографическим районам, а ее возрастная привязка - по радиоуглеродным и археологическим датировкам, полученным для достаточно определенных геоморфологических и палеогеоморфологических уровней.

Приведенные Н.А. Гей результаты палинологического изучения разрезов Адлерского и Пицундского районов показали приуроченность промежуточных трансгрессий к эпохам более теплого и влажного климата, а регрессий - к эпохам относительных похолоданий, что позволяет предположить гляциоэвстатическую обусловленность не только новейшей трансгрессии Черного моря в целом, но и усложняющей последнюю эвстатической ритмики периодичностью в 1,6 - 2,2 тыс.лет.

Есть, однако, основание предполагать и существование более краткопериодической (возможно, в 600-1000 лет) эвстатической ритмики, нашедшей отражение в сравнительно малоамплитудных регрессиях, усложнявших четвертую, пятую и шестую фазы новейшей трансгрессии (рис. 2). Последняя из подобных регрессий, амплитудой в 3-5 м, отмечалась, видимо, в XIV-XV вв.

Палеогеографическая корреляция осадков различных фаз новейшей трансгрессии в разных страторепрезентативных районах, с учетом палеонтологических данных, устанавливает сложный характер осолонения Черноморского бассейна. В осадках первой фазы трансгрессии в районах Адлера и Пицунды содержится типичная фауна новозвксинского типа (монодакны, дрейссены, микромелани), а в районе Керченского пролива эти отложения, названные Г.И. Попо-

вым [15] еникальскими слоями, содержат только раковины пресноводных моллюсков (вивипар, унионид, клессиниол). Отложения второй фазы новейшей трансгрессии (по Г.И. Попову [15] – это новозвксинские слои) как в Адлере и Пицунде, так и в Керченском проливе, содержат фауны новозвксинского типа. Однако Н.И. Супруновой в Адлерско-Пицундском районе в этих отложениях уже отмечено присутствие черноморских остракод и личинок средиземноморских двустворок: *Cardium*, *Chione*, *Corbula*.

Наиболее резкие отличия характеризуют отложения следующей, третьей фазы. В районе Пицунды и Адлера и на шельфе у открытых берегов Кавказа эти отложения представлены мидиевыми илами с массой *Mutilus galloprovincialis* и другими эвригалинными средиземноморскими формами. В Керченском же проливе аналогом этих слоев являются бугазские [15] со смешанным каспийско-средиземноморским комплексом моллюсков: *Cardium edule* – *Monolacca caspia* – *Micromelanea caspia*. Отложения четвертой и пятой фаз новейшей трансгрессии на Сочинско-Гагринском побережье палеонтологически неотличимы и содержат типичный средиземноморский (каламитский, по Л.А. Невесской [6]) комплекс фауны. В Керченском проливе четвертой фазе трансгрессии соответствуют витязевские слои с исключительно эвригалинными средиземноморскими формами, а пятой – собственно каламитские [15]. Таким образом, лишь в конце пятой фазы соленость моря у берегов северо-западного Кавказа и в Керченском проливе выравнялась. Шестая, верхнеголоценовая (нимфейская), фаза в этих районах, судя по комплексу ископаемых моллюсков, также характеризуется почти одинаковой соленостью моря.

Следует отметить, что и у открытых берегов Кавказского побережья, судя по результатам бурения в районе поселков Лазаревское, Адлер и Пицунда, а также на Анапско-Таманском шельфе вплоть до пятой фазы новейшей трансгрессии, завершившейся около 4 тыс. лет назад, наблюдалась, видимо, дифференциация солености морской воды на разных глубинах прибрежного шельфа. Так, по простиранию несомненно изохронных слоев этих фаз с уменьшением глубин их залегания отмечается смена типично каламитского комплекса фауны последовательно витязевским, бугазским и даже новозвксинским, а с выходом этих слоев в устья речных долин – и еникальским комплексом. Это позволяет выдвинуть гипотезу в том, что в процессе прогрессирующего осолонения бассейна, начавшегося, по данным Э.Т. Дегенса и Дж. М. Ханта [3], около 12 тыс. лет назад, вплоть до 4,5 – 4,0 тыс. лет назад, во всяком случае – в прибрежных частях шельфа, существовала двухслойная (или многослойная) структура солености морского бассейна с опресненными водами на глубинах до 20–50 м. В результате во многих разрезах морского голоцена на разных глубинах существует до двух-трех стратиграфически самостоятельных и, естественно, разновозрастных слоев, с фауной моллюсков новозвксинского, бугазского и витязевского типов.

Таким образом, широко известная стратиграфическая схема Азово-Черноморского голоцена Л.А.Невесской [6], нашедшая и при наших исследованиях прекрасное подтверждение в качестве палеоэкологической схемы изменения конхилиофаунистических биоценозов в процессе трансгрессивного осолонения не только черноморского, но и в предшествовавших ему сурожского и, видимо, карангатского циклов, для прямой биостратиграфической корреляции осадков различных частей Черноморского бассейна применена быть не может.

Изложенные выше данные являются первой попыткой детального анализа палеогидрологической истории последних этапов развития Черноморского бассейна. Полученная при этом весьма сложная картина изменения уровня и солености Черного моря несомненно потребуют дальнейшего уточнения и обоснования с привлечением материалов по другим регионам и смежным морским бассейнам.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1938.
2. Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра. М., "Наука", 1970.
3. Дегенс Э.Т., Хант Дж.М. История Черноморского бассейна за последние 25000 лет. - Тезисы докладов к Международному геохимическому конгрессу, т. 2. М., 1971.
4. Жижченко Б.П. Комплексность в решении вопросов стратиграфии кайнозойских отложений. - "Сов.геол.", 1972, № 2.
5. Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период, т. 3. М., "Недра", 1967.
6. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двустворчатые моллюски Черного моря (их систематика и экология). - "Труды ПИН АН СССР", 1965, т. 105.
7. Невеский Е.Н. О послеледниковой трансгрессии Черного моря. - "ДАН СССР", 1961, № 137, № 4.
8. Островский А.Б. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказа. - "Изв. АН СССР. Сер.геогр.", 1967, № 1.
9. Островский А.Б. В морских террасах Черноморского побережья Кавказа между Анапой и устьем р. Шахе. - "ДАН СССР", 1968, т. 181, № 4.
10. Островский А.Б. О принципах корреляции плейстоценовых трансгрессий и террас Южно-Европейских морей. - В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Л., "Наука", 1970.
11. Островский А.Б. О природе и возможных масштабах позднеплейстоценовых и голоценовых регрессий Черного моря. - В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., "Наука", 1971.
12. Островский А.Б. О некоторых палеогеографических критериях стратиграфической корреляции плейстоценовых отложений Азово-Черноморского бассейна. - Материалы по четвертичному периоду Украины. Киев, "Наукова думка", 1974.
13. Островский А.Б., Мальковский Э.В., Рубинштейн Р.Л. Палеогеографические критерии средне- и крупномасштабного инженерно-геологического районирования Черноморского шельфа РСФСР. - Доклады

Симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря (Батуми, 1971). Тбилиси, 1972.

14. Попов Г.И. Корреляция черноморских и каспийских четвертичных отложений. - Материалы совещания по изучению четвертичного периода, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1961.
15. Попов Г.И. Новые данные по стратиграфии четвертичных морских отложений Керченского пролива. - "ДАН СССР", 1973, т. 213, № 4.
16. Розовский Л.Б., Иванов Г.И., Ищенко Л.В. Геоморфологическая и геолого-литологическая карта верхней части шельфа северо-западного района Черного моря. - Доклады Симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря (Батуми, 1971). Тбилиси, 1972.
17. Федоров П.В. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время. - "ДАН СССР", 1959, т. 124, № 5.

КОРРЕЛЯЦИЯ ГОЛОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЧЕРНОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ ПО ИЗОТОПНО-КИСЛОРОДНЫМ ДАННЫМ

В общих чертах история развития Азово-Черноморского бассейна послеледникового времени уже достаточно хорошо изучена [4,5, 6,8,11 и др.]. Существующий в конце ледникового периода на месте современного Черного моря новозэвксинский бассейн представлял собой замкнутое сильно опресненное озеро. Его уровень был значительно (вероятно, более 70 м) ниже современного уровня Черного моря, что (при пороге Босфора в 36 м) и определяло изолированность бассейна. Азовское море как море отсутствовало¹. На его месте, вероятно, располагались отдельные небольшие озера и старицы Дона.

На границе новозэвксинского и бугазского времени около 8–8,5 тыс. лет назад произошел прорыв средиземноморских вод в черноморскую котловину в связи с эвстатическим подъемом уровня Мирового океана. Начались осолонение и подъем уровня вод Черного моря, возникновение сероводородного заражения и образование акватории Азовского моря. Этот переходный этап длился относительно недолго, вероятно, не более нескольких столетий. После него гидрологический режим Азово-Черноморского бассейна принимает облик, близкий к современному.

Корреляция голоценовых отложений Азовского и Черного морей традиционными методами имеет большие трудности. Радиоуглеродных данных, позволяющих достаточно детально сопоставлять стратиграфические схемы, пока явно недостаточно. Биостратиграфические методы, на основе которых и произведено расчленение донных отложений как Черного, так и Азовского морей, использовать сложно, поскольку состав фауны за такой короткий срок менялся незначительно и для выделения возрастных комплексов приходится изучать соотношения распространенности большого количества видов морских организмов.

Значительную помощь в сопоставлении голоценовых отложений Азовского и Черного морей может дать изучение изменения изотопного состава кислорода карбонатов этих бассейнов.

Как известно, во многих природных процессах довольно легко происходит фракционирование изотопов кислорода. Этим широко пользуются в геологии и геохимии. Одним из наиболее распространенных методов, использующих особенности геохимии изотопов кислорода,

¹ Из-за отсутствия Азовского моря на разных стадиях развития бассейна в послеледниковое время под голоценовыми отложениями в дальнейшем условно понимаются отложения посленовозэвксинского возраста.

является изотопно-кислородный палеотемпературный метод. Он основан на том, что существует определенная зависимость изотопного состава кислорода карбоната кальция, образующегося в водной среде, от изотопного состава кислорода воды и ее температуры. Изотопный состав кислорода карбоната кальция при отсутствии перекристаллизации хорошо сохраняется во времени.

Эта зависимость, выраженная через температуру, описывается уравнением [1]

$$t = 16,5 - 4,3 (\delta O_K^{18} - \delta O_B^{18}) + 0,14 (\delta O_K^{18} - \delta O_B^{18})^2, \quad (1)$$

где t — температура воды (в $^{\circ}\text{C}$); δO_K^{18} — отражает разницу в концентрации O^{18} в образце карбоната кальция и международном стандарте PDB (в промилле относительно этого стандарта); δO_B^{18} — отражает разницу в концентрации O^{18} в воде, где образовывался карбонат кальция, и в стандартной средней океанической воде (SMOW в ‰ относительно этого стандарта).

При палеотемпературных исследованиях, проводимых в океане, обычно принимается, что изотопный состав воды океанов не менялся во времени или менялся мало. Изменения изотопного состава кислорода воды изолированных бассейнов очень велики и настоятельно искажают полученные значения палеотемператур, что обычно применение изотопно-кислородного метода как палеотемпературного оказывается невозможным.

Однако анализ факторов, приводящих к изменению значений δO^{18} воды замкнутых и полужамкнутых водоемов, в ряде случаев позволяет использовать вариации концентрации тяжелого изотопа кислорода карбоната раковин донных отложений для палеогеографических и геологических целей.

Главными факторами, приводящими к изменению изотопного состава кислорода воды, являются процессы испарения и конденсации. При испарении молекулы воды состава H_2O^{16} имеют некоторое преимущество перед молекулами H_2O^{18} . Поэтому водяной пар всегда беднее тяжелым изотопом кислорода, чем исходная вода; осадки, выпавшие при конденсации этого пара, также обеднены O^{18} . Сама исходная вода при процессах испарения соответственно обогащается тяжелым изотопом.

Специфика атмосферной циркуляции приводит к возникновению природной зональности в изотопном составе кислорода осадков: атмосферные осадки высоких широт беднее тяжелым изотопом кислорода, чем осадки низких широт [10].

Наблюдается определенная зависимость и между средней температурой воздуха и величиной δO^{18} атмосферных осадков. Для районов Северного Причерноморья уменьшение температуры на 1°C приводит к уменьшению концентрации O^{18} в осадках на $0,5\text{‰}$ [2]:

$$\delta O_{oc}^{18} = 0,5t - 13,5\text{‰}. \quad (2)$$

Описанные явления приводят к тому, что дождевые, речные и ледниковые воды имеют значения δO^{18} значительно более низкие, чем исходная океанская вода. Водоемы, где имеет место сильное испарение, напротив, часто обогащены тяжелым изотопом.

Какие же факторы определяют изотопный состав кислорода воды Черного и Азовского морей и, главное, их изменение во времени?

Прежде всего это, конечно, изотопный состав кислорода компонентов приходной части водных балансов морей и интенсивность испарения с зеркала бассейнов. Водные балансы Азовского и Черного морей слагаются из следующих основных составляющих [1, 3]:

Черное море	Азовское море
Приход	Приход
Материковый сток . . . ~47%	Материковый сток . . . ~46%
Осадки ~30%	Осадки ~16%
Приток средиземно- морских вод через пролив Босфор ~23%	Приток черноморских вод через Керченский пролив ~37%
Расход	Расход
Испарение ~47%	Испарение ~41%
Сток в Средиземное море ~53%	Сток в Черное море ~58%

Усредненные значения δO^{18} атмосферных осадков над Северным Причерноморьем, по данным В.Е. Ветштейна и Г.А. Малюк [2], меняются от $-7,1$ до $-10,7\%$ относительно SMOW. Изотопный состав кислорода воды впадающих рек характеризуется величиной δO^{18} порядка $-7 \div -9\%$. Для средиземноморских вод из-за значительного испарения обычные значения порядка $+1 \div +1,5\%$ [12].

В среднем значения δO^{18} воды Черного моря близки к -2% (рис. 1), а в районах, где доля материкового стока увеличивается, опускаются до $-4 \div -4,5\%$.

Азовское море в данном аспекте является аналогом Черного моря — у них весьма близкие структуры водных балансов, близкая территориальная связь, единые источники формирования изотопного состава кислорода вод. Только поступающие в Азовское море черноморские воды имеют величину δO^{18} , близкую к -2% , в то время как поступающие в Черное море средиземноморские воды имеют положительные значения δO^{18} . В этом, очевидно, и лежит причина того, что вода Азовского моря беднее изотопом O^{18} и усредненные значения δO^{18} близки к $-3 \div -4\%$.

Изменение соотношений компонентов водного баланса морей будет приводить к изменению δO^{18} их воды. Увеличение материкового стока при увеличении влажности климата приведет к увеличению относительной доли пресноводной составляющей, поскольку уровень

косвенно, через изменение содержания O^{18} в карбонатах (изучение иловых вод как захороненных имеет ограниченные возможности). Влияние изменения температуры на изотопный состав кислорода карбоната кальция противоположно влиянию на изотопный состав кислорода атмосферных осадков.

Согласно уравнению (1), уменьшение температуры на $1^{\circ}C$ приводит к увеличению значений δO^{18} карбоната кальция раковин на $+0,24\text{‰}$ за счет смещения изотопного равновесия в системе H_2O - образующийся $CaCO_3$. Это же похолодание на $1^{\circ}C$ приводит к изменению изотопного состава кислорода выпадающих атмосферных осадков на величину $-0,5\text{‰}$ (уравнение 2). Если бы моллюски росли в пресных водах метеорного происхождения, можно было бы полагать, что похолодание на $1^{\circ}C$ приводит к изменению изотопного состава кислорода карбоната раковины на $-0,25\text{‰}$. Но поскольку моллюски растут в морской воде, где влияние метеорных вод значительно уменьшается, соответственно уменьшается и абсолютная величина изменения δO^{18} карбонатов по этой причине. За последние 8 тыс. лет трудно допустить колебание среднегодовых температур более чем на $2-3^{\circ}$. Поэтому и изменения концентрации тяжелого изотопа кислорода в карбонатах за счет изменения температуры должно быть значительно менее $0,5-0,7\text{‰}$. Амплитуда вариаций δO^{18} карбонатов рассматриваемых отложений Азово-Черноморского бассейна, как это будет показано ниже, достигает $3-3,5\text{‰}$. Поэтому вклад температурных вариаций в наблюдаемые изменения содержания O^{18} в карбонатах будет небольшим, не превышающим, скорее всего, 20%.

Таким образом, вариации δO^{18} карбонатов донных отложений Азовского и Черного морей определяются, в первую очередь, изменениями количества поступающих пресных вод, т.е. изменениями влажности климата.

Собственно говоря, для корреляции донных отложений даже не имеет особо важного значения, какой из перечисленных факторов является определяющим в вариациях δO^{18} карбонатов. Важно, что изменения δO^{18} карбоната кальция во времени в Азово-Черноморском бассейне вызываюся только климатическими причинами и поэтому синхронны.

Этот факт и позволяет проводить корреляцию донных отложений Азовского и Черного морей по изотопно-кислородным данным. Для сопоставления мы взяли схемы Л.А. Невеской [6] для Черного моря и схему З.П. Едигаряна, И.А. Алексиной и К.Н. Глазуновой [4] для Азовского как наиболее дробные и детальные.

Для изучения изменений концентрации тяжелого изотопа кислорода карбонатов Азовского и Черного морей исследовались раковины моллюсков из колонок донных отложений. Моллюски принадлежат к организмам, в океанских условиях не нарушающих процессами жизнедеятельности изотопное равновесие между водой и образующимся карбонатом кальция.

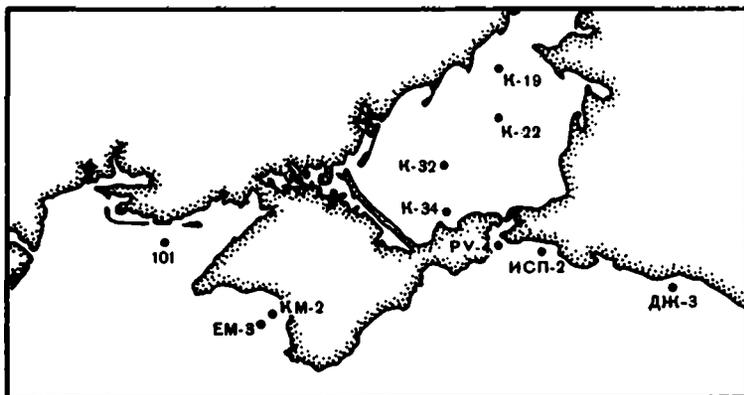


Рис. 2. Места отбора колонок донных отложений

Гидрохимические условия Азово-Черноморского бассейна существенно отличаются от океанских. Поэтому предварительно было проверено соответствие получаемых "изотопных" температур реально наблюдаемым. Их совпадение подтвердило отсутствие метаболических эффектов [7].

Однако иногда наблюдались систематические расхождения в значениях δO^{18} карбонатов раковин различных видов, обитающих совместно, до 0,4–0,6‰. Это явление легко объяснимо тем, что разные виды строят раковины в несколько неодинаковые сроки. А сезонные колебания изотопного состава кислорода воды достигают (например, в некоторых точках Азовского моря) 3–3,5‰, хотя обычно они значительно меньше.

Поэтому для лучшей сопоставимости результатов изучения вариаций δO^{18} карбонатов раковин во времени для анализов использовалось ограниченное число хорошо изученных видов моллюсков. В черноморских колонках это главным образом *Cardium exiguum*, *Cardium edule*, *Mytilus galloprovinciales* и *Dreissena polymorpha*, в колонках Азовского моря – практически один *Cardium edule*.

Расположение изученных колонок донных отложений показано на рис. 2, полученные экспериментальные результаты – на рис. 3 и 4. Из-за отличий в скорости осадконакопления в разных участках акватории мощность одних и тех же стратиграфических горизонтов значительно варьирует. Кроме того, фауна в них встречается неравномерно по мощности осадка. Поскольку детальность, с которой изучены одни и те же горизонты различных колонок, не одинакова.

Для более объективного представления о вариациях δO^{18} в Азовском и Черном морях были построены обобщенные кривые. При этом за основу брались колонки с наибольшей плотностью экспериментальных точек и пополюлись данными из других колонок. В Черном море такой основной колонкой была колонка ст. КМ-2, в Азовском – ст. К-34.

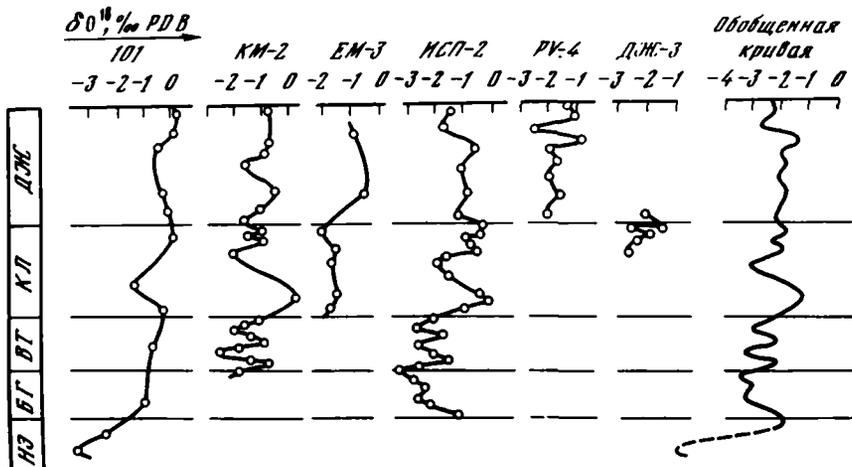


Рис. 3. Вариации значений δO^{18} карбоната раковин моллюсков Черного моря во времени

Отложения: ДЖ - джеметинские, КЛ - каламитские, ВТ - витязевские, БГ - бугазские, НЭ - новоевксинские

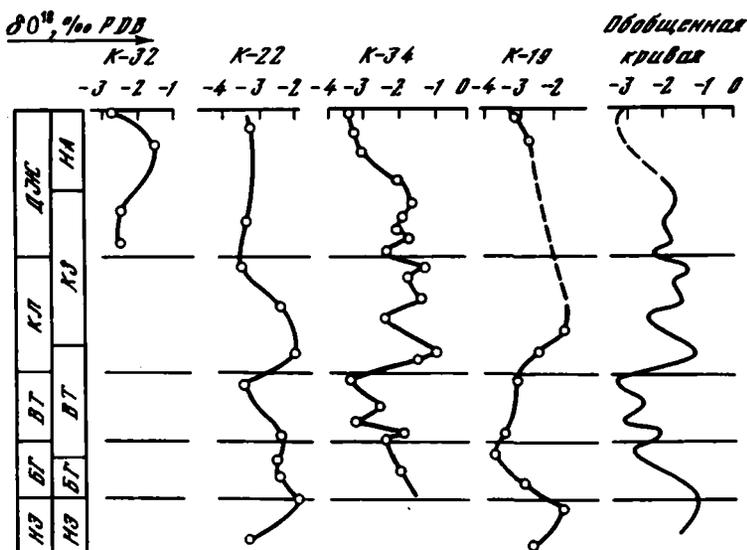


Рис. 4. Вариации значений δC^{18} карбоната раковин моллюсков Азовского моря во времени и сопоставление стратиграфических схем расчленения донных отложений Азовского и Черного морей

Отложения: НА - новозовские, КЗ - казантшские. Остальные условные обозначения см. на рис. 3.

В разных участках акватории Азово-Черноморского бассейна изотопный состав кислорода воды различный. Поэтому абсолютные значения δO^{18} карбонатов в изученных колонках различны, что особенно хорошо видно при сопоставлении колонок из Азовского и Черного морей. Тем не менее тенденция изменения значений δO^{18}_k во всех колонках практически идентична. Отличия в самой верхней части вызваны недостаточной плотностью отбора материала из колонок Азовского моря.

Как следует из проведенного анализа причин вариаций концентрации O^{18} в Азово-Черноморском бассейне, аналогичность кривых вполне закономерна. Но стратиграфические границы на кривой, полученной по раковинам Азовского моря, не везде совпадают с границами для черноморской кривой (см.рис.4).

Границы новоэвксинских и бугазских отложений в обеих схемах полностью совпадают, но уже границы бугазских и витязевских, витязевских и казантипских, витязевских и кламитских – несколько расходятся. Еще более разнится положение границы между казантипскими и новоазовскими отложениями в Азовском море и каламитскими и джемитинскими в Черном.

При изучении изотопного состава карбонатов Черного моря использовались колонки, служившие Л.А. Невесской для стратиграфического расчленения донных отложений Черного моря и являющиеся, таким образом, стратотипом. В схемах расчленения донных отложений Азовского моря использованы термины черноморской стратиграфической схемы. Поэтому, исходя из аналогичности изотопно-кислородных кривых и учитывая синхронность событий, вызывающих вариации δO^{18} карбонатов, вероятно, следует несколько изменить положение границ в стратиграфической схеме донных отложений Азовского моря.

Надо, по всей видимости, незначительно поднять границы бугазских и витязевских отложений и несколько больше сместить положение границы витязевских и казантипских отложений. Граница казантипских и новоазовских отложений возражений не вызывает, поскольку здесь использованы термины, отличные от черноморской стратиграфической схемы. Следует только учитывать, что новоазовские отложения соответствуют части джемитинских, т.е. что казантипские отложения по времени соответствуют большей части каламитских и нижней части джемитинских слоев.

Возможно, систематическое запаздывание смены комплексов малакофауны Азовского моря происходило из-за меньшей солёности этого моря, что способствовало более длительному сохранению солонатоводной фауны при общем возрастании солёности Азово-Черноморского бассейна.

В заключение автор пользуется возможностью еще раз выразить благодарность Л.А. Невесской и И.А. Алексинной, предоставившим материал для исследований и оказывавшим помощь в работе.

1. Бруевич С.В. Химия и биологическая продуктивность Черного моря. - "Труды Ин-та океанол. АН СССР", 1953, вып. 7.
2. Ветштейн В.Е., Малюк Г.А. Пространственное и временное распределение дейтерия и кислорода-18 в атмосферных осадках, выпавших на территории Украины и Молдавии. - Четвертый Всесоюзный симпозиум по геохимии стабильных изотопов. Тезисы докладов. М., 1972.
3. Гидрометеорологический справочник Азовского моря. Л., Гидрометеопиздат, 1962.
4. Едигарян З.П., Алексина И.А., Глазунова К.Н. Стратиграфия верхнечетвертичных отложений дна Азовского моря. - "Бюл. Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР", 1970, № 37.
5. Куприн П.Н., Щербаков Ф.А., Моргунов Ю.Г. Исследование геологии континентальной террасы Черного моря. - В кн.: Методика геологосъемочных работ в акватории Азовского моря. Киев, 1974.
6. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двусторчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. М., "Наука", 1965.
7. Николаев С.Д., Попов С.В. Применение изотопного кислородного метода к изучению палеогеографии замкнутых и полузамкнутых бассейнов (типа Черного и Каспийского морей). - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1973, т. 48, вып. 1.
8. Федоров П.В. О послеледниковой трансгрессии Черного моря. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1971, т. 46, вып. 2.
9. Craig, H., Gordon L.L. Isotopic oceanography: deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere. - "Narragansett Mar. Lab. Univ. Rhode Island. Occ. Publ.", 1965, N 3.
10. Dansgaard W., Taylor H. Glacial oxygen-18 content and Pleistocene and Holocene History of the Black Sea as indicated by stable-isotopic studies. - "J. Geophys. Res.", 1972, v. 77, N 6.
11. Epstein S., Buchsbaum R., Lowenstam H.A., Urey H.C. Revised carbonate-water isotopic scale. - "Bull. Geol. Soc. America", 1953, v. 64.
12. Letolle R., Lumley H., Vergnaud-Grazzini C. Composition isotopique de carbonates organogenes quaternaires de Meditteranea occidentale: essai d'interpretation climatique. - "C. r. Acad. sci.", 1971, v. 273, N 23.
13. Stniver M. Oxygen-18 content of atmospheric precipitation during last 11 000 years in the Great Lakes region. - "Science", 1968, v. 162.

ОСНОВНЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЮЖНЫХ МОРЕЙ СССР

В Ростовском государственном университете систематические палинологические исследования донных осадков южных морей (Азовского, Каспийского, Аральского, Средиземного и др.) начались в начале 60-х годов. Получен довольно обширный фактический материал по маринопалинологии южных водоемов. Впервые проведен весь комплекс маринопалинологических исследований, включающий изучение современного "пыльцевого дождя" над акваториями, выяснение основных закономерностей распределения пыльцы и спор в поверхностном слое осадков, а также палинологический анализ донных осадков из колонок и морских скважин с целью стратификации и корреляции отложений и выяснения палеогеографии южных морей.

В связи с расширением маринопалинологических исследований появилась необходимость в проведении методических работ, в частности по изучению современного "пыльцевого дождя" над южными морями. Это важно для того, чтобы установить существующую зависимость между составом пыльцы в воздухе и характером растительности побережий, а также для выяснения закономерности распределения пыльцевых зерен воздушным путем над акваториями. Кроме того, возникает необходимость решить важный вопрос, какая часть пыльцы приносится в морские водоемы воздушным путем, а какая часть — речными потоками.

Исследования пыльцы и спор из воздушной взвеси выполнены автором в 1968—1972 гг. над акваториями Азовского, Каспийского и Аральского морей. Улавливание с применением стеклянных пластинок, смазанных глицерин-желатиновой эмульсией, проводилось в основном в летний период во время рейсов на экспедиционных судах. Подробно методика этих исследований описана в работе по изучению "пыльцевого дождя" над Каспием [4].

Результаты улавливания показали, что в воздухе над акваториями южных морей находилась в основном пыльца травянистых растений: над Азовским морем она составила 83—98%, над Каспием — 92—99% и над Аралом — 96—99%. Пыльца древесных пород (главным образом сосны) при движении с запада на восток вполне закономерно уменьшается в спектрах от 2—14% (Азовское море) до 1—3% (осадки Аральского моря). Среди пыльцы травянистых растений доминируют маревые, количество которых постепенно увеличивается от Азовского (36—63%) через Каспий (47—81%) до Аральского моря (60—87%). Изменение характера спорово-пыльцевых спектров "пыльцевого дождя" с запада на восток увязывается со сменой ландшафтов от степных до пустынных.

Проведенные исследования позволили установить, что состав пыльцы и спор из воздушной взвеси над южными морями согласует-

ся с основными типами растительности окружающих побережий. Выявлены основные закономерности распределения пыльцевых зерен воздушным путем над акваториями. Так, важным фактором рассеивания пыльцы в атмосфере является ветер, скорость и направление которого в данный момент определяют количество и дальность транспортировки пыльцевых зерен. На нескольких станциях проводилось улавливание в ночное время, когда фиксировалось резкое уменьшение содержания пыльцы в воздухе, что было связано с уменьшением скорости ветра ночью [4]. Получены некоторые закономерности распределения определенных видов пыльцы воздушным путем, например, пыльца злаков и прибрежно-водных растений обнаружена только в образцах из районов дельт крупных рек (Кубани, Амударьи, Урала), ибо она обладает незначительной способностью к воздушной транспортировке. При анализе пыльцы из проб воды поверхностного слоя Азовского моря (около 375–1200 пыльцевых зерен на 100 л воды), также в районе дельт Дона и Кубани фиксировалась пыльца злаков, водных растений и единичных перестолженных форм [3].

На основе полученных данных впервые сделана попытка примерно оценить в количественном отношении современный "пыльцевой дождь" над южными морями. Он составил за летний период для Азовского моря $12 \cdot 10^{16}$, для Северного Каспия $16 \cdot 10^{16}$ и для Арала $11 \cdot 10^{16}$ пыльцевых зерен. Проведены детальные расчеты по выяснению роли водного и воздушного путей попадания пыльцы в морские водоемы, особенно для Северного Каспия и Аральского моря. За летний период на 1 см^2 водной поверхности Северного Каспия приносится воздушным путем 200 зерен (91,5%), а реками – всего 19 зерен (8,5%). Аналогичные данные получены для Арала, где летом на 1 см^2 акватории приносится по воздуху примерно 167 зерен, а реками – всего 21 зерно.

Итак, значительная часть пыльцы и спор на акватории южных морей приносится в основном воздушным путем. Однако это не исключает того, что в некоторых местах водоема, где проявляются сильные течения (в районе дельт крупных рек и т.д.), количество пыльцы, принесенной в море водным путем, будет большим, чем вычисленное. Полученные выводы о роли воздушного и водного путей приноса пыльцы на акватории южных морей подтверждаются данными по Балтике, где на 1 см^2 открытой части моря падает воздушным путем 98,5% пыльцевых зерен [8]. Проведенные методические работы были использованы при интерпретации спорово-пыльцевых спектров образцов из поверхностного слоя осадков южных морей.

Из поверхностного слоя осадков южных морей проанализировано значительное (более 300 проб) количество образцов. Проведенные палинологические исследования позволили выяснить основные закономерности поступления и распределения пыльцы и спор в морских водоемах с учетом ряда факторов физико-географических условий, а именно: размеров и конфигурации бассейнов, рельефа дна, морских течений, глубины моря, типов осадков и т.д.

Установлено, что в морях, отличающихся значительными размерами акваторий (типа Средиземного), четко устанавливается зависимость концентрации пылицы и состава спектров со степенью удаленности мест взятия образцов от береговой линии. Наибольшие количества пылевых зерен фиксируются в прибрежной зоне моря в пределах 200–300 км от берега [6]. Аналогичные данные получены Е.В. Кореновой [10] по осадкам западной части Тихого океана и шельфовой зоны Западной Африки. Наиболее полно состав растительности побережий отражается в спектрах, взятых в прибрежных осадках на расстоянии не более 200 км от берега. С удалением от побережий происходит некоторое обеднение спектров в результате дифференциации пылицы по морфологическому строению и физическим свойствам пылевых зерен.

В относительно мелководных, небольших по размерам, морях (типа Азовского) спорово-пылевые спектры донных осадков более или менее однородны. В таких водоемах с активным перемещением осадков поверхностного слоя имеет место равномерное распределение пылицы по всей площади морского дна.

Для всех южных морей установлено, что спектры донных осадков из поверхностного слоя согласуются с характером растительности окружающих побережий [2, 3, 7].

В результате наших исследований выяснена тесная связь концентрации пылицы и состава спектров с типом осадков. На содержание пылевых зерен в морских отложениях влияют следующие факторы: количество пелитовой фракции, медианный диаметр частиц, коэффициент сортировки, а также наличие раковинного и органического материала. Наибольшие количества пылицы приурочены к тонкозернистым глинистым илам, а наименьшие – к грубым песчаногалечным отложениям. Например, в крупнозернистых песках Северного Каспия пылица и споры совсем не обнаружены, в мелкозернистых песках концентрация пылицы составляла 2 зерна на 1 г осадка, в крупных алевролитах – 6–29 зерен, а в мелкоалевритовых илах она увеличилась до 46–216 зерен.

Известно, что пылица и споры распределяются в осадках как пелитовая фракция терригенного происхождения, и поэтому максимальное содержание ее фиксируется, как правило, в глинистых илах. В осадках Аральского моря по сравнению с другими южными водоемами встречена несколько большая концентрация пылицы (более 300 зерен на 1 г илистого осадка), ибо в Арале основная часть привнесенных осадков представлена алевроитовой и пелитовой фракциями. Напротив, наиболее низкое содержание пылевых зерен установлено для осадков Средиземного моря, что объясняется широким распространением на дне карбонатных фораминиферовых илов, а также малым притоком терригенного материала из-за слабо развитой гидросети на некоторых участках побережий [9]. Некоторый интерес представляет изучение образцов из глубоководной зоны Черного моря. В пелитовых илах района побережья Турции была установлена концентрация пылицы и спор, равная 2283–6500 зерен на 1 г осадка. Наибольшая

концентрация была зафиксирована в глубоководных пелитовых осадках района г. Потти, а именно: 14000 пылевых зерен на 1 г навески.

При сопоставлении палинологических данных с результатами гранулометрического анализа изучаемых осадков удалось подметить, что при увеличении среднего диаметра частиц концентрация пылицы уменьшается, а также несколько снижается количество компонентов, составляющих спектр древесных пород. Эта взаимосвязь особенно отмечается при детальном палинологическом исследовании донных осадков Северного Каспия. Влияет на величину концентрации пылицы и коэффициент сортировки осадков. Так, в глинистых илах Северного Каспия содержание пылицы несколько снижается по сравнению с мелкоалевритовыми илами, что объясняется высоким содержанием в них ракуши и детрита, сильно уменьшающих, в свою очередь, степень сортированности отложений [7].

Таким образом, маринопалинологические исследования донных осадков южных морей позволили установить, что спектры их в современных условиях формируются в основном за счет растительности окружающих побережий. Удалось выяснить основные закономерности распределения и седиментации пылевых зерен в различных морских бассейнах, отличающихся физико-географическими условиями. Эти данные необходимы для правильной интерпретации палинологических результатов изучения морских осадков.

Применение палинологического анализа для стратификации донных осадков и палеогеографических реконструкций имеет важное значение, потому что именно в отложениях, формирующихся на дне морей и океанов, можно получить наиболее полную "летопись", что при изучении континентальных образований обычно исключено. Автором проведено исследование значительного количества образцов из колонок и скважин, расположенных на акваториях южных морей.

Палинологические исследования донных осадков из колонок (мощность до 5 м), отобранных равномерно по всей акватории Азовского моря, в сочетании с палеонтологическими методами позволили впервые дать биостратиграфическую характеристику позднечетвертичных и голоценовых отложений изучаемого водоёма [11]. Дополнительные данные для стратификации донных отложений и палеогеографии Азовского моря в плейстоцене были получены при палинологических исследованиях образцов из керна скважины (мощность 20,5 м), пробуренной на акватории моря в Белосарайском заливе. Для вскрытых новоэвксинских, древнеазовских и новоазовских осадков проведены детальные комплексные исследования (литологические, макрофаунистические, диатомовые и др.). В дальнейшем проводились палинологические исследования донных осадков из колонок Средиземного, Аральского и Каспийского морей. Наибольший интерес, очевидно, представляет изучение ряда колонок и скважин значительной мощности, пробуренных в различных частях Каспийского моря.

Комплексные исследования осадков из скважин (мощностью до 10 м), взятых в восточной части Северного Каспия, дали возможность выде-

лить верхнехвалынские, отложения мангышлакской регрессии и новокаспийские отложения. Подробное описание комплексов фауны и спорово-пыльцевых комплексов изучаемых осадков приводится в ранее опубликованной работе [12]. В Среднем Каспии изучены пробы из четырех колонок (мощность до 6 м), отобранных в западной части Дербентской впадины с глубины 690–775 м. Здесь удалось встретить только осадки послехвалынской (мангышлакской) регрессии и новокаспийские отложения. По палинологическим данным, вскрытые отложения Северного и Среднего Каспия сопоставляются между собой.

В хвалынских отложениях Северного Каспия получены спектры, где доминирует (95–98%) пыльца травянистых растений, которая представлена в основном маревыми и польнейю. Пыльца древесных пород обнаружена в виде единичных зерен сосны и березы. Полученные спектры донных осадков сопоставляются со спектрами одновозрастных отложений, вскрытых скважинами на побережье Северного Каспия. Анализ встреченной флоры позволяет говорить о том, что в верхнехвалынское время доминирующим типом растительности на побережьях был травянистый, а именно марево-польный. Роль лесных пород в составе растительного покрова была невелика. Вероятно, аридный и континентальный климат того времени способствовал развитию ксерофитных формаций.

Отложения мангышлакской регрессии характеризуются весьма малой концентрацией пыльцы (менее 1 зерна на 1 г осадка). В количественном отношении среди травянистых растений абсолютно преобладает (до 71%) пыльца маревых с подчиненным участием польней. В образцах почти отсутствует пыльца древесных пород. В этих осадках Среднего Каспия зафиксировано наличие значительного (33–42%) количества переотложенных форм, что указывает на усиление эрозионных процессов в связи с понижением уровня моря на 35–40 м. Полученные материалы показывают, что в регрессивные фазы Каспия складывалась особая физико-географическая обстановка. Так, в связи с резким понижением уровня моря в восточной части Северного Каспия в это время находилась суша, на которой имели место полупустынные и пустынные ландшафты. В пользу мнения о засушливом и жарком климате этого периода свидетельствует широкое развитие в пределах Прикаспия и даже дна Северного Каспия эоловых форм рельефа.

Новокаспийские отложения характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, в которых преобладает (84–97%) пыльца травянистых растений. Однако здесь некоторое участие (6–9%) принимает и пыльца древесных пород, количество которой возрастает в колонках Среднего Каспия до 8–16%. В группе пыльцы древесных пород доминируют пыльцевые зерна сосны, березы и ольхи. Характерно присутствие в небольшом (до 1%) количестве пыльцы широколиственных пород: дуба, бука, вяза, липы, граба и др. По сравнению с вышеописанными спектрами, здесь резко возрастает участие пыльцы злаков и разнотравья. Обнаружена также пыльца водных и прибрежно-водных растений. Анализ палинологических данных позволил сделать вывод о том, что климат новокаспийского времени был более влажным и

прохладным по сравнению с эпохой позднехвалынской регрессии. Присутствие в спектрах пыльцы березы, ольхи, сосны, широколиственных пород указывает на возможность произрастания отдельных небольших лесных массивов в долинах крупных рек. Кроме того, наличие в спектрах пыльцы злаков, осоковых и разнотравья позволяет говорить, что на фоне полупустынных ландшафтов существовали разнотравно-злаковые ассоциации [5]. Общий возраст новокаспийской трансгрессии составляет 6-7 тыс. лет. Начало новокаспийского времени совпадает, очевидно, с атлантическим периодом голоцена. Дальнейшая аридизация климата в конце новокаспийского времени привела к окончательному формированию современных полупустынных и пустынных ландшафтов Прикаспия.

Мы провели также палинологические исследования образцов из керна скв. 6 (длина 105 м), пробуренной на акватории Южного Каспия, в пределах Бакинского архипелага. Комплексные исследования (макро- и микрофаунистические, палинологические и др.) этих образцов позволили в разрезе скважины выделить ниже-среднечетвертичные, хвалыньские и новокаспийские отложения. Слишком затрудняли стратификацию изучаемых осадков частые перераспределения фаций и комплексов фауны, обусловленные сложностью структурно-тектонического плана района и тектонической активностью. В этой скважине из-за большого сходства остракод в комплексах не удалось подразделить средне-нижнечетвертичные отложения. Ниже приводим краткую характеристику палинологических комплексов исследуемых донных отложений скв. 6.

Ниже-среднечетвертичные отложения (в интервале 105-40 м) представлены серыми плотными глинами. Здесь получены спектры, в которых пыльца древесных пород составляет 10-15%, пыльца травянистых растений - 75-84%, споры - 4-10%. Среди пыльцы древесных пород преобладают пыльцевые зерна сосны (3-8%) с участием ели, березы, ольхи. Разнообразно представлена пыльца широколиственных пород (до 1%): дуба, вяза, бука, липы, граба, каштана и др. Весьма характерно присутствие пыльцы лапыны, ореха, можжевельника. В группе травянистых растений доминирует пыльца маревых (36-48%) и польней (6-12%). Обнаружены также злаки, осоковые, разнотравье. Среди спор преобладают зеленые мхи и папоротники с участием сфагновых мхов и плаунов.

Хвалыньские отложения (в интервале 40-20 м) представлены в нижней части разреза коричневато-серыми песками, сменяющимися выше серыми пластичными глинами; наблюдаются прослои песков и алевритов. Эти осадки характеризуются незначительной концентрацией пыльцы и спор, что связано с их литологическими особенностями. По сравнению с вышеописанными спектрами здесь резко уменьшается участие пыльцы древесных пород (2-7%) и абсолютно доминирует пыльца травянистых растений (85-94%). Почти полностью отсутствует пыльца широколиственных пород и семейства ореховых. Возрастает участие типичных ксерофитов: маревых (48-60%) и польней (8-15%) с участием пыльцы эфедры (4-10%).

Снижается же количество пылцы злаков, осоковых и разнотравья. Такое изменение характера спорово-пыльцевых спектров свидетельствует об аридизации климата в этот период плейстоценовой истории Каспия.

Новокаспийские отложения (в интервале 20–0 м) представлены серыми глинистыми илами. В них обнаружены характерные богатые комплексы моллюсков, остракод и фораминифер. В спорово-пыльцевых спектрах продолжает доминировать пыльца травянистых растений (79–89%), но наблюдается увеличение количества пылцы древесных пород (5–13%) и спор (5–10%). Среди древесных пород преобладает сосна (1–6%) с подчиненным участием березы, ольхи и широколиственных пород. Обнаружены единичные пыльцевые зерна лапыны и можжевельника. Среди пылцы травянистых растений преобладают маревые и полыни, составляющие в сумме 53–76%. Полученные спектры сопоставляются с комплексами пылцы и спор новокаспийских осадков из колонок Среднего и Южного Каспия [1, 5].

Вскрытые четвертичные отложения Южного Каспия имеют фаунистическую датировку, поэтому полученные палинологические комплексы являются эталонными и могут в дальнейшем использоваться при стратификации донных осадков Каспийского моря.

Итак, маринопалинологические исследования южных морей имеют не только важное методическое значение для правильной интерпретации спорово-пыльцевых спектров морских осадков различного возраста, но и позволили провести стратификацию донных отложений и получить новые данные для палеогеографических реконструкций южных морей в плейстоцене.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамова Т.А. Результаты палеоботанического исследования четвертичных отложений западного побережья Каспийского моря. – В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 3. М., "Наука", 1972.
2. Вронский В.А. Пыльца и споры из донных отложений Аральского моря. – "ДАН СССР", 1970, т. 195, № 5.
3. Вронский В.А. Палинологические исследования донных отложений Азовского моря. – В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М., "Наука", 1973.
4. Вронский В.А. Исследования пылцы и спор из воздушной взвеси над северо-восточной частью Каспийского моря. – "Изв. АН СССР. Сер. геогр.", 1974, № 3.
5. Вронский В.А. Результаты палинологических исследований донных осадков Среднего Каспия. – В кн.: Географические исследования на Северном Кавказе, вып. 2. Ростов-на-Дону, 1974.
6. Вронский В.А., Панов Д.Г. Состав и распределение пылцы и спор в поверхностном слое морских осадков Средиземного моря. – "ДАН СССР", 1963, т. 153, № 2.
7. Вронский В.А., Яшук В.В. Особенности формирования палинологических спектров в поверхностном слое осадков Северного Каспия. – "Изв. СКНЦ ВШ. Сер. естествен. наук", 1974, № 1.

8. Кабайлене М.В. Формирование пылевых спектров и методы их интерпретации с приложением к стратиграфии и истории голоцена Литвы. Автореф. докт. дис. Вильнюс, 1973.
9. Коренева Е.В. Маринопалинологические исследования в СССР. – В кн.: Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., "Наука", 1966.
10. Коренева Е.В. Распределение пыльцы и спор в осадках морей и океанов. – В кн.: Палинология голоцена и маринопалинология. М., "Наука", 1973.
11. Хрусталеv Ю.П., Вронский В.А. К биостратиграфии позднечетвертичных осадков Азовского моря. – "Океанология", 1971, т. 11, вып. 1.
12. Хрусталеv Ю.П., Вронский В.А., Ковалев В.В. К истории развития восточной части Северного Каспия в верхнечетвертячное и голоценовое время. – В кн.: Географические исследования на Северном Кавказе, вып. 2. Ростов-на-Дону, 1974.

ИЗМЕНЕНИЯ УРОВНЯ ЧЕРНОГО МОРЯ В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ И ПАЛЕОТОПОГРАФИЯ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ СЕВЕРНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ АНТИЧНОГО ВРЕМЕНИ

Изменения уровня Черного моря оказали значительное влияние на топографию прибрежных районов в целом и археологических памятников в частности. Реконструкция топографии необходима для выяснения первоначальных размеров памятников и положения их относительно древнего берега моря в те времена, когда они были еще не археологическими памятниками, а живыми поселениями и городами.

Многие поселения и городища, существовавшие в промежутке времени от неолита до средневековья в прибрежной зоне Черного и Азовского морей, в настоящее время частично или даже полностью находятся под водой вследствие изменения уровня моря. Сохранившиеся части памятников подвергаются разрушительному воздействию абразии, как подвергались и в прошлом. Повышение уровня моря и воздействие абразии, продолжавшиеся веками, привели к тому, что топография многих памятников изменилась до неузнаваемости.

Для реконструкции топографии прибрежных памятников необходим учет трех основных моментов: знание времени жизни поселения, тщательное археологическое и геоморфологическое изучение его надводной и особенно подводной частей (построение карты изобат и современных донных отложений) и, наконец, точное представление об относительных изменениях во времени уровня моря для данного района. Без учета таких изменений реконструкция, скорее всего, будет неправильной.

Интересно, что археологи до недавнего времени вообще не учитывали фактора изменения уровня моря. Так, например, о затопленных сооружениях Ольвии было известно еще в XIX в., но даже Б.В.Фармаковский в первой четверти XX в. ни в одной из своих работ не говорил об изменении уровня моря, а пионер советской подводной археологии Р.А. Орбели [7] категорически утверждал, что затопленная часть Ольвии "оползла". Необходимость палеогеографических реконструкций для достоверного описания исторического процесса, казалось бы, не вызывает сомнения. Однако в античной археологии потребность в таких реконструкциях возникла сравнительно недавно в связи с успехами наук геолого-географического цикла.

Как известно, относительное изменение уровня моря состоит из двух слагаемых: эвстатической и тектонической. Однако также общеизвестно, что голоценовая трансгрессия Мирового океана объясняется климатическими причинами — таянием материковых ледников. Но если о характере раннеголоценовой трансгрессии особых споров не возникает, то ход ее во второй половине голоцена вызывает зна-

чительные разногласия среди исследователей. Можно выделить три основных точки зрения.

Согласно первой точке зрения уровень Черного моря достиг современного своего положения примерно 5–6 тыс. лет назад и с тех пор остается практически неизменным.

По другому мнению, высокий в начале темп непрерывного поднятия уровня постепенно замедляется. Резкое замедление началось примерно 5 тыс. лет назад, и за это время уровень ни разу не поднимался выше современного.

Наконец, имеются представления о том, что в ходе трансгрессии наблюдались значительные осцилляции уровня с превышением современной береговой линии. Сторонники всех трех точек зрения имеются как среди отечественных исследователей, так и среди западных. Третья точка зрения представляется автору настоящей работы наиболее полной и логически последовательной. Она нашла отражение в работах П.В. Федорова [8, 9, 10, 11].

В настоящее время большинство исследователей признают достоверность выделенных П.В. Федоровым новочерноморской трансгрессии и фанаторийской регрессии, поскольку реальность их подтверждается весьма убедительными фактами. Нимфейская же трансгрессия пока не нашла широкого признания, что, возможно, объясняется плохой сохранностью этой террасы и недостаточной ее изученностью.

Почти одновременно с П.В. Федоровым начал свои исследования прибрежных осадочных толщ Черного моря Е.Н. Невесский. Уже в первой публикации [4] он говорит о неравномерности хода трансгрессии, а позднее приводит ее график [5].

Интересно, что периоды на кривых изменения уровня в работах П.В. Федорова и Е.Н. Невесского почти одинаковы и приблизительно соответствуют периоду в 1850 лет, предложенному А.В. Шнитниковым [13] для объяснения многовековой изменчивости общей увлажненности материков Северного полушария. Этот период равен периоду изменения приливообразующей силы Луны и Солнца и зависит от параметров орбит Луны и Земли. Правда, периоды на кривых П.В. Федорова и Е.Н. Невесского несколько отличаются от периода в 1850 лет. Однако отличие это не превышает 8%. Если учесть неточность датировок экстремумов на первых двух кривых, то в целом их можно считать синхронными кривой А.В. Шнитникова, т.е. имеющими один и тот же период изменения. Но кривые эти не только синхронны, они еще и синфазны (т.е. экстремумы одного знака совпадают по времени – рис. 1). Повышение увлажненности соответствует низкому уровню моря, а понижение – высокому, по П.В. Федорову, или ускорению трансгрессии, по Е.Н. Невесскому.

П.В. Федоров и Е.Н. Невесский в своих работах часто ссылаются на археологов. Такие же ссылки можно найти у В.П. Зенковича и др.

В свою очередь археологи также ссылаются на географов [3, 14]. В последние годы данные об уровне моря в античное время начинают появляться в археологических работах. В.В. Лапин [3] приводит для Ольвии значение уровня в -1 м, А.Н. Шеглов [2] для Херсонеса -

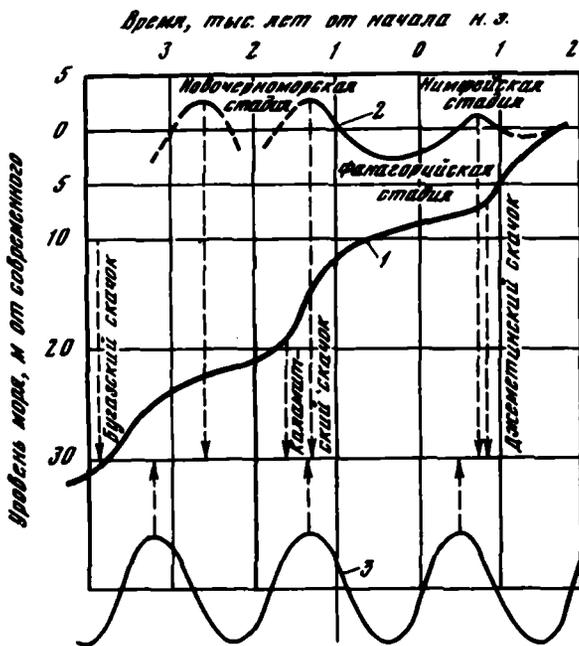


Рис. 1. Сравнение кривых изменения уровня Черного моря в голоцене с кривой ритмов приливовобразующей силы

1 - по Е.Н. Невескому [5]; 2 - по П.В. Федорову и Л.А. Скибе [11]; 3 - ритмы (кривая для наглядности обозначает не увлажненность, а обратную ей величину - засушливость), по А.В. Шнитникову [13]

-З м, В.Д. Блаватский [1], по данным подводных экспедиций на разных памятниках, дает разницу уровней в -4 м. В результате взаимных ссылок и среди археологов и среди географов возникает своеобразный "гипноз" цифр $-3 \div -4$ м для обозначения уровня Черного моря в античное время. Это значение почти во всех приведенных работах определялось "по сохранившейся границе застройки". Суть этого способа определения сводится к простому правилу: на какой наибольшей глубине еще встречаются строительные остатки, такова и разница уровней моря. Этот метод не учитывает как разрушения морем наиболее низко расположенных построек, так и возможного перекрытия тех же построек морскими отложениями. Не учитывает он и разницу по высоте между древним уровнем моря и уровнем оснований построек - разницу, обеспечивающую незаливаемость построек при ветровых нагонах и штормах. Применение этого способа приводит к неизбежным ошибкам - получаемая величина погружения всегда будет меньше действительной.

В последние годы появились сведения об археологических памятниках античности, где постройки расположены на больших глубинах: в Севастополе (Сухуми) на 6 м, в Аполлонии (Кинераика) на 7 м, в Бенгальском заливе на 10-12 м.

Более детально исследуют вопрос и геологи. А.Б. Островский в 1966-1968 гг. опубликовал несколько работ, посвященных уровню Черного моря, в последней из которых показал, что уровень фанагорийской регрессии был на 10 м ниже современного. Это значение представляется наиболее обоснованным в силу убедительности мате-

риала (3600 скважин в устьях рек Черноморского побережья Кавказа). К сожалению, датировку минимального уровня этой регрессии нельзя считать достаточно обоснованной, поскольку точных данных на этот счет пока нет.

В 1964–1973 гг. автор настоящей статьи проводил комплексные геоморфологические работы на античных памятниках Северного Причерноморья. В этих работах использовались разнообразные методы: изучение обнажений и геологическая шурфовка, аэрофотография и геоакустика, морское бурение и подводные раскопки, античные литературные источники и результаты наземных археологических раскопок, определение состава и радиоуглеродного возраста малакофауны и, наконец, раскопки террас. Особенно подробно была исследована Ольвия (Бугский лиман). В Ольвии, Тире (Днестровский лиман) и в Херсонесе раскапывалась (по археологической методике) новочерноморская терраса. В Ольвии удалось установить максимальный уровень новочерноморской трансгрессии. С учетом высоты пляжа и среднего уровня лимана он оказался равным +2 м (с точностью до $\pm 5 \div \pm 10$ см). В Тире и Херсонесе такой точности достичь не удалось. Однако достигнутая там точность позволяет сделать вывод о возможной величине тектонической слагаемой в общем изменении уровня моря в Северном Причерноморье со времени новочерноморской трансгрессии. Она никак не может превышать 1 м, а, скорее, даже меньше.

Радиоуглеродная датировка новочерноморских отложений, полученных в Ольвии в нескольких местах из-под культурного слоя, показала, что возраст этих отложений с уровня $-0,1$ – $-0,3$ м равен 3240 ± 60 лет. Меньший возраст получен с глубины около 1,5 м. По-видимому, речь идет о каламитских отложениях, по Е.Н. Невескому и Л.А. Невесской [6].

Кроме того, автору настоящей статьи удалось показать, что уже в I в. н.э. в районе Ольвии, как это следует из сообщения римского автора Диона Хриостома, начался новый подъем уровня моря – нимфейская трансгрессия (по П.В. Федорову). Уровень моря в I в. н.э., вычисленный по соотношению с уровнем илов, взятому из того же сообщения Диона, и по средней скорости последующего накопления илов, оказался на 7–9 м ниже современного [12]. Расчет этот был подтвержден позднее при обработке керна, полученного по просьбе автора сотрудниками Лаборатории инженерной геологии ОГУ с помощью вибропоршневой трубки. На глубине около 8 м от современного уровня лимана оказался слой перерожденного в почву ила со следами корешков растений и обломками керамики.

Материалы, полученные автором в Ольвии, и данные А.Б. Островского позволяют частично уточнить схематическую кривую колебаний уровня Черного моря в послеледниковое время, предложенную П.В. Федоровым (рис. 2).

Широкий размах исследований изменений уровня Черного моря позволяет надеяться, что в ближайшем будущем будет построена достаточно строгая кривая изменений уровня моря. Она необходима

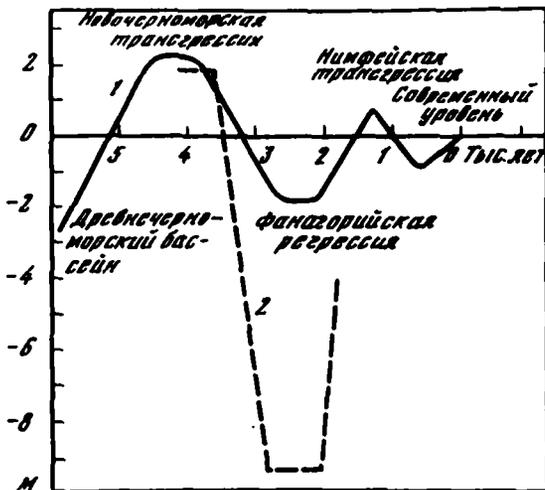


Рис. 2. Схематическая кривая колебаний уровня Черного моря в послеледниковое время

1 - по П.В. Федорову [9], 2 - уточненная автором

не только историкам и археологам, но и практикам для прогнозирования изменений уровня. Но для получения такой кривой нужны дополнительные исследования.

Если говорить о конкретной задаче построения кривой для позднего голоцена, то мне представляется чрезвычайно перспективным бурение в вершинах лиманов, не принимающих в себя сколько-нибудь значительных рек. Дело в том, что в вершинах таких лиманов из-за мелководности очень мала или даже совсем отсутствует донная абразия, а уровень равен уровню моря. Это позволяет надеяться на то, что в отложениях там можно найти "запись" всех фаз существования лимана. По колонкам, полученным при выполнении разрезов, можно точно установить субаэральные и субаквальные уровни, а при достаточном количестве органического материала (например торфа) можно и датировать эти уровни.

ЛИТЕРАТУРА

1. Блаватский В.Д. Подводные раскопки в Фанагории в 1959 г. - "Сов. археол.", 1961, № 1.
2. Благоволин Н.С., Шеглов А.Н. Колебания уровня Черного моря в историческое время по данным археолого-геоморфологических исследований в Юго-Западном Крыму. - "Изв. АН СССР. Сер. геогр.", 1968, № 2.
3. Лапин В.В. Эллиптические колодцы в прибрежной части Ольвии. - "Краткие сообщ. Ин-та археол. АН УССР", 1960, вып. 10.
4. Невесский Е.Н. К вопросу о новейшей черноморской трансгрессии. - "Труды Ин-та океанол. АН СССР", 1958, т. 28.
5. Невесский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., 1967.
6. Невесский Е.Н., Невесская Л.А. К вопросу о строении и истории формирования толщ прибрежных морских отложений в голоцене. - "Труды Ин-та геол. АН ЭССР", 1961, вып. 8.
7. Орбели Р.А. Исследования и изыскания. М., 1947.

8. Федоров П.В. О современной эпохе в геологической истории Черного моря. - "ДАН СССР", 1956, т. 110, № 5.
9. Федоров П.В. О колебаниях уровня Черного моря в послеледниковое время. - "ДАН СССР", 1959, т. 124, № 5.
10. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений Крымско-Кавказского побережья и некоторые вопросы геологической истории Черного моря. М., 1963.
11. Федоров П.В., Скиба Л.А. Колебания уровней Черного и Каспийского морей в голоцене. - "Изв. АН СССР. Сер. геогр.", 1960, № 4.
12. Шилик К.К. Определение высоты и абсолютного возраста новочерноморской террасы в Ольвии. - "ДАН СССР", 1972, т. 203, № 5.
13. Шнитников А.В. Изменчивость общей увлажненности материков Северного полушария. - "Зап. геогр. об-ва СССР. Нов. сер.", 1957, т. 16.
14. Шеглов А.Н. Заметки по древней географии и топографии Сарматии и Тавриды. 1. Остров Березань. - "Вестн. древней истории", 1965, № 2.

ОПЫТ СРАВНИТЕЛЬНОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛИТОЛОГИИ ПОДВОДНЫХ КАНЬОНОВ ИНГУРСКОГО (ЧЕРНОЕ МОРЕ) И ЛА ХОЛЬЯ (ТИХИЙ ОКЕАН)

Основанием для сравнительной характеристики литологии подводных каньонов Ингурского и Ла Холья служат, во-первых, их наилучшая изученность и, во-вторых, возможность получения на этой основе некоторых критериев для оценки различий литодинамических процессов в приустьевых каньонах и каньонах, получающих осадки за счет вдольберегового перемещения наносов. Последний тип каньонов, в отличие от приустьевого, я буду называть латеральным.

Ранее на основе детального гранулометрического изучения [1, 2] осадков Ингурского каньона была установлена гранулометрическая дифференциация наносов в пределах русла каньона. Это позволило высказать предположение [3] о возможности и минералогической дифференциации осадков в русле каньона. До настоящего времени отсутствовали массовые данные, которые дали бы возможность доказать или отвергнуть это предположение. Однако материалы 50 аналитических определений¹ минералогического состава по 10-сантиметровым слоям осадков и 86 образцов, по которым имелись данные о содержании тяжелой и магнитной фракций, позволяют доказать положение о минералогической дифференциации осадков в приустьевом подводном каньоне (рис. 1).

Исследование изменений минералогического состава осадков дна каньона по вертикали осадочной толщи привело к следующему:

1. Практически повсеместно отмечается возрастание содержания тяжелой фракции с углублением в толщу осадка (рис. 2).
2. Прослеживается ритмичность осадконакопления по изменениям содержания как тяжелой фракции, так и отдельных минералов. Цикл единовременной (из одной суспензии или одного потока?) седиментации составляет, по этим данным, величину около 0,3–0,5 м.
3. Минералогическая дифференциация осадков по вертикали толщи особенно ярко проявляется на примере уменьшения книзу содержания слюды как наиболее плавучего компонента минералогического состава. В тех редких случаях, когда отмечается увеличение содержания слюды книзу колонки, она оказывается представленной крупными зернами.
4. Анализ формы зерен минералов приводит к заключению о том, что отмечается возрастание их окатанности и крупности книзу осадочной толщи.

Учитывая, что отдельные анализы из-за изменчивости минералогического состава осадков от места к месту и от горизонта к го-

¹Анализы выполнены Т.Н. Мартыненко. (Географический факультет МГУ).



. Фотография макета Ингурского подводного каньона с указанием местоположения грунтовых станций

могут дать искаженное представление об общих тенденциях минералогического состава, попытаемся определить наличие или отсутствие дифференциации осадков вдоль каньона по осредненным минералогическим анализам.

где всего чрезвычайно показательным изменением содержания минералов. Вдоль тальвега главной ветви каньона на глубинах от 24 до 110 м происходит последовательное уменьшение содержания слюдистых минералов почти в 2 раза (от 22,5 до 11,5%). На глубине 258 м их содержание несколько возрастает (до 15,5%), но по мере погружения на 312 м вновь уменьшается в большей степени (до 8,8%) (рис. 3).

Такое распределение слюдистых минералов вполне объясняется тем, что выносом их как наиболее подвижных компонентов тяжелой фракции за пределы изученных глубин. Локальное возрастание содержания слюд на глубине 258 м следует объяснить поступлением осадков через борт каньона, что совершенно независимо устанавливается уменьшением сортировки осадков на глубинах 180–258 м.

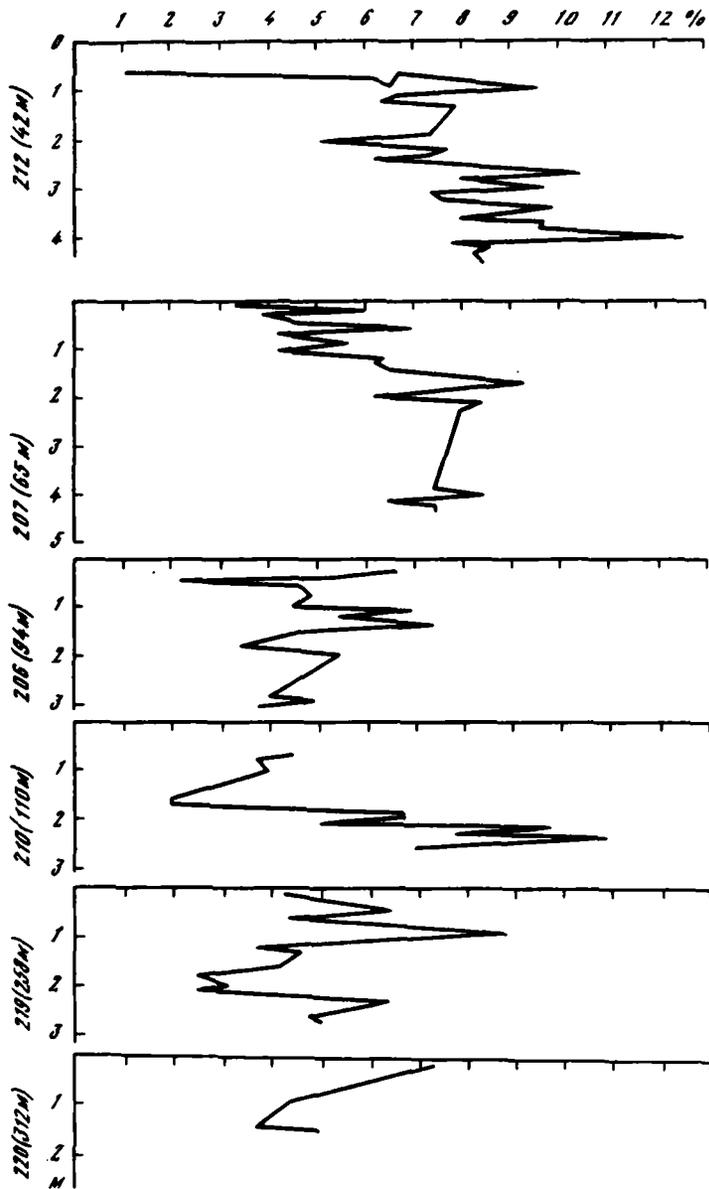


Рис. 2. Распределение тяжелых минералов по вертикали осадочной толщи Игурского каньона

По вертикали - глубина от поверхности дна, по горизонтали - содержание тяжелых минералов во фракции мелкого песка

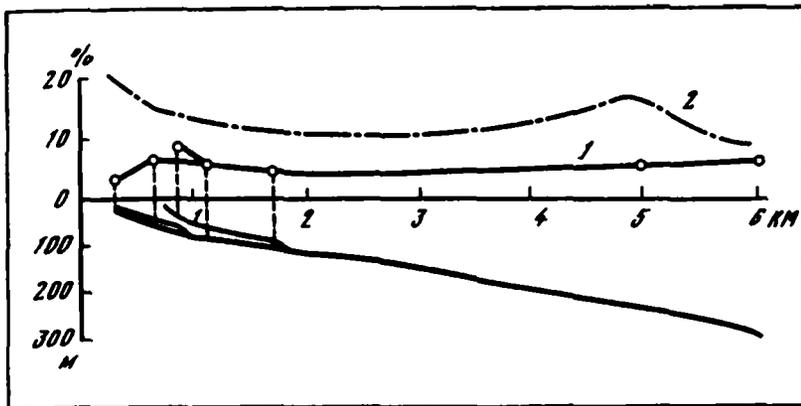


Рис. 3. Распределение содержания: 1 — тяжелых минералов, 2 — слюды вдоль русла Ингурского подводного каньона

По вертикали — содержание минералов (вверху) и глубина (внизу), по горизонтали — расстояние вдоль русла каньона от устья реки

Характерно, что в осадках дна юго-восточного притока на глубине 42 м содержание слюды очень мало (10,4%), что более чем в 2 раза меньше содержания слюды в главной ветви каньона. В связи с этим оказывается возможным уточнить, что большая доля поступлений обломочного материала, определяющая увеличение количества слюды на глубине 258 м, вызвана поступлением через борт, а не из юго-восточного притока. Очевидно, что если бы преобладало поступление материала из юго-восточного притока, то оно разбавило бы концентрацию слюды в осадках и вызвало бы снижение ее содержания.

Причина, вызвавшая резкое уменьшение содержания слюды в осадках юго-восточного притока каньона, как и повышенное содержание устойчивых минералов, а также тяжелой и магнитной подфракций, заключается в том, что юго-восточный приток получает осадки, уже в значительной степени отсортированные волнением, тогда как в главном отверстии каньона преобладает поступление осадков непосредственно из русла р. Ингури. Путь их движения в каньон от устья реки очень краток, а время движения настолько непродолжительно, что, очевидно, невозможно ожидать сколь-нибудь значительной сортировки осадков.

Поэтому основная часть работы по дифференциации осадка производится процессами, происходящими в русле каньона. В пределах главной ветви каньона на глубинах от 24 до 65 м происходит резкое нарастание содержания тяжелых и магнитных минералов, а в дальнейшем, до глубины 110 м, — его плавное снижение. Плавное снижение содержания тяжелых и магнитных минералов имеет место и на больших глубинах, до 258 м, а затем вновь происходит его нарастание к глубине 312 м. Характерно, что максимум содержания как тяжелой и магнитной подфракций, так и устойчивых минералов

(граната, ильменита, хромита, гематита, рутила, циркона) достигается уже на первых сотнях метров движения осадков в каньоне на глубине от 24 до 65 м. Плавное снижение тяжелой и магнитной подфракций на больших глубинах следует считать отражением продолжающегося поступления осадков по притокам и через борта каньона. Напомним, что на глубине 90 м в каньон впадает северо-западный приток, а на глубине 120 м – юго-восточный. То обстоятельство, что в предельной (312 м) из изученных глубин вновь устанавливается рост содержания магнитной и тяжелой подфракций, представляет собой веское подтверждение сделанного ранее вывода об ускорении перемещения обломочного материала на дне каньона от его верховьев до глубины около 300 м [2]. При таком ускорении происходит преимущественный вынос относительно подвижных частей общего объема стока – прежде всего мелкозернистых осадков, а также относительно легких минералов. Ускорению сопутствует, конечно, и относительно накопление крупнозернистых осадков на некоторой глубине – факт, отмеченный, но не объясненный Ф. Шепардом и Р. Диллом [5], и накопление тяжелых минералов.

Таким образом, минералогическая дифференциация осадков в каньоне указывает наряду с другими признаками, о которых сообщалось в печати, на выпадение осадков из потока.

Разгрузка каньона от поступающих осадков происходит ежегодно. Объем осадков, залегающих в пределах слоя единовременной седиментации в каньоне до глубины 300 м, примерно в 5 раз меньше объема твердого стока, уходящего в каньон.

Для каньона Ла Холья, являющегося примером латерального подводного каньона, надежно установлено следующее [5, 6, 7]:

1. Питание каньона осадками осуществляется за счет вдольберегового перемещения. Разгрузка верховьев каньона происходит не менее одного раза в год. Разовый вынос осадков составляет от 0,6 до $2,3 \cdot 10^5 \text{ м}^3$. Расход потока наносов к северу от каньона – 274 тыс. $\text{м}^3/\text{год}$, и, следовательно, единовременные потери достигают 73% годового расхода. За голоцен через каньон было вынесено $2 \cdot 10^9 \text{ м}^3$ песка, из них лишь 11,2% отложилось на конусе выноса каньона, а остальная часть перенесена ниже конуса выноса.

2. Большая часть осадков каньона представлена мелким песком – крупным алевритом. Самые крупные осадки (гравий) встречаются в верхней части каньона. Максимум медианы осадков приурочен к началу внутренней долины конуса выноса каньона, чуть более мелкий материал слагает ее внешнюю часть. Самые мелкие осадки отлагаются на прирусловых валах и на конусе выноса за пределами его долины. К периферии конуса выноса происходит уменьшение размера зерен и увеличение мощности слоев ила.

3. Отношение содержания песка к содержанию ила в осадках уменьшается вниз по каньону.

Таким образом, элементы дифференциации осадков заметны и на примере каньона Ла Холья.

Проводя сравнение основных черт литологии и литодинамики приустьевых и латеральных каньонов, приходим к следующему сопоставлению:

1. Поступление осадков в приустьевой каньон определяется в основном режимом стока реки, тогда как поступление осадков в латеральный каньон – поперечной структурой вдольберегового потока наносов, в терминологии В.В. Лонгинова [4].

2. Объем поступлений осадков в каньон зависит соответственно от объема твердого стока и расхода вдольберегового потока наносов и составляет большую часть как речного стока, так и расхода потока.

3. Дифференциация осадков по гранулометрическому составу вдоль каньонов заметна для обоих типов каньонов и проявляется в том, что сначала происходит укрупнение осадков с глубиной, а затем книзу их крупность уменьшается. Дифференциация заметна как по медианному диаметру, так и по первому процентилю наиболее крупных осадков.

Отмечается качественное различие литологии органических осадков: для приустьевых каньонов – это листья, ветки, древесина – продукты органического мира суши; для латеральных каньонов – водорослевые маты, ракуша, детрит и т.п. – продукты жизнедеятельности морских организмов.

4. Дифференциация осадков по минералогическому составу проявляется уже на первых сотнях метров их движения по руслу приустьевого каньона и состоит в резком возрастании содержания тяжелых минералов, которое затем, по-видимому, убывает вниз по каньону.

Обилие слюды отмечено в верховьях обоих типов каньонов. Замечено, что имеет место направленный вынос слюды по каньонам на большие глубины. Но особенно ярко это явление выражено в приустьевых каньонах.

5. Цикл единовременной седиментации, т.е. мощность слоев, в пределах которых наблюдается градационная слоистость, составляет дециметры в приустьевых каньонах и сантиметры и миллиметры – в латеральных.

6. В ходе литологических исследований береговой зоны и верховьев подводных каньонов выявляется различный характер развития верховьев приустьевых и латеральных каньонов. Приустьевые, как правило, развиваются в условиях выдвигающейся суши, положительного или равновесного баланса наносов. Латеральные каньоны, в частности Ла Холья, врезаются в осадки, образовавшиеся в период плейстоценовых колебаний уровня моря. Скорость врезания каньона Ла Холья составляет примерно 0,6 м/год. На высокую скорость врезания каньонов указывают также и материалы абсолютных датировок осадков, слагающих борта некоторых каньонов Черного моря.

Врезание – неизбежная тенденция развития латеральных каньонов, поскольку это единственный путь, обеспечивающий питание осадками самого каньона в условиях послеледниковой трансгрессии океана.

7. Несмотря на резкие различия способов и объемов поступлений осадков в приустьевые и латеральные каньоны, а также различия литодинамических тенденций, любая физическая модель процесса, ведущего к транспорту осадков по подводным каньонам, должна объяснить их дифференциацию.

ЛИТЕРАТУРА

1. Галанов Л.Г., Сафьянов Г.А. Отложения, рельеф и литодинамика верховьев Ингурского подводного каньона. – Доклады Симпозиума по инженерно-геологическим условиям шельфовой зоны Черного моря. Тбилиси, 1972.
2. Галанов Л.Г., Сафьянов Г.А. Отложения и литодинамика верховьев Ингурского подводного каньона. – В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 4. Изд-во МГУ, 1973.
3. Леонтьев О.К., Сафьянов Г.А. Каньоны под морем. М., "Мысль", 1973.
4. Лонгинов В.В. О возможности расчета расхода песчаных наносов вдоль отмелого морского берега, ст. 1. – "Океанология", 1964, т. 4, вып. 6.
5. Шепард Ф., Дилл Р. Подводные морские каньоны. Л., Гидрометеиздат, 1972.
6. Chamberlain T.K. Mass transport of sediment in the heads of Scripps submarine canyon, California. – "Papers Marine Geol.", N.Y.–London, 1964.
7. Shepard F.P., Dill R.F., Rad Ulrich von. Physiography and sedimentary processes of La Jolla submarine fan and fan-valley, California. – "Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists", 1969, v. 53, N 2.

СООТНОШЕНИЕ ДИНАМИКИ БЕРЕГОВ АРКТИЧЕСКИХ И ЮЖНЫХ МОРЕЙ

В различных климатических зонах береговые процессы, при прочих равных условиях, иногда протекают столь непохоже, что создается впечатление о принципиальном различии в морях разных географических широт. Этим ставится под сомнение универсальность теории развития морских берегов, обобщенной в трудах В.П. Зенковича [5, 6], О.К. Леонтьева [9] и других исследователей и построенной в основном на основе данных о динамике берегов морей средней климатической зоны. Между тем, наиболее общие и в то же время наиболее фундаментальные теоретические положения: о стадийности развития берега и о стремлении подводного склона и береговой линии к динамическому равновесию — позволяют в довольно широких пределах экстраполировать этот процесс, прогнозировать его результаты и реконструировать начальные этапы [13, 15]. Такого рода построения важны не только для расширения и углубления самой теории, но и для практических целей, связанных с навигацией, морским гидротехническим строительством и, что приобрело особую значимость в последние годы, с освоением минеральных ресурсов морского шельфа, в частности с выявлением условий формирования, поиском, разведкой и эксплуатацией прибрежно-морских россыпей твердых полезных ископаемых. Поэтому весьма важно знать, в каких случаях и при каких условиях выводы, полученные на основании современных теоретических воззрений, могут оказаться ненадежными.

Одной из существенных причин ошибочных оценок роли климатических условий в береговом процессе может быть недостаточно четкая классификация берегоформирующих факторов, вследствие чего недостаточно четко выявляется характер воздействия каждого из них на динамику берега. При любых попытках такой классификации надо иметь в виду, что разрушение береговых обрывов, абразия подводного склона и перемещение наносов происходят под действием только активных факторов (главным образом волн и течений), обладающих кинетической энергией и способных поэтому производить указанную работу. Именно эти факторы формируют берег и подводный склон, обуславливая их постепенную трансформацию, в процессе которой склон становится в общем более пологим, в результате чего воздействие волн на него, особенно в верхней приурезовой части, ослабевает.

Таким образом, между формируемым подводным склоном и воздействующим на него наиболее активным, волновым, фактором возникает отрицательная (т.е. стремящаяся ослабить процесс) обратная связь, эффект которой неуклонно возрастает до тех пор, пока не сравняется с ослабевающим вследствие этого эффектом самого

фактора. В результате (при условии, что воздействие каких-либо внешних активных факторов: тектонических, техногенных и других исключено) должно наступить относительно устойчивое состояние системы.

Описанным взаимодействием и обуславливается стадийность развития берега, т.е. переход его от начальной, наиболее бурной, стадии интенсивной абразии (юности, по В.П. Зенковичу) через промежуточную стадию более спокойного режима (зрелости) к конечному состоянию динамического равновесия (старости или отмирания). Обычно последняя стадия связывается с преобладанием процесса аккумуляции, хотя принципиально возможно формирование и чисто абразионных равновесных подводных склонов [14]. При естественном развитии без резкого изменения внешних условий берег может миновать какую-либо из этих стадий только в том случае, если воздействующий на него активный фактор приобретает качественно иной характер.

Пассивные берегоформирующие факторы, наиболее значительные из которых климатические, геолого-геоморфологические и обусловленные колебаниями уровня водоема, не обладают кинетической энергией и, следовательно, не способны производить работу. Поэтому они не могут изменить ход процесса развития берега, обусловленный воздействием активных факторов, но могут, и иногда весьма существенно, влиять на интенсивность проявления последних [14, 15], удлиняя или укорачивая длительность отдельных стадий или их общую продолжительность. В результате каждый пассивный фактор вносит в формирование берега временной масштаб относительно некоторых оптимальных условий, каковыми, очевидно, следует считать лежащие в основе теории и наиболее хорошо изученные условия формирования берегов бесприливных незамерзающих морей средних широт. Близкая к верхнему пределу такого обобщенного масштаба времени величина, обусловленная суммарным проявлением главным образом геолого-геоморфологических и уровня пассивных факторов, для процесса формирования берегов крупных водохранилищ, по весьма осторожной оценке [1], равна примерно 1/10, т.е. под воздействием указанных факторов эти берега развиваются в 10 раз быстрее, чем берега морей той же климатической зоны.

Рассмотрим в свете изложенного влияние другой группы пассивных факторов – климатических – на динамику берегов арктических морей, которые можно рассматривать как своего рода модель динамики берегов более южных морей в периоды значительных похолоданий. Это может оказаться полезным для палеодинамических построений применительно к развитию береговой зоны и шельфа как существующих в настоящее время крупных водоемов средних широт, так и исчезнувших древних морских бассейнов.

Основными пассивными факторами динамики берегов арктических морей, обусловленными климатом, являются, как это отмечалось П.А. Каплиным [7], ледовый режим и многолетняя мерзлота. Первый из них частично проявляется и в замерзающих водоемах сред-

них широт, определяя длительность активного (безледного) периода, когда на акватории водоема возможно развитие ветрового волнения и воздействие его на берег и подводный склон. В арктических морях фактический активный период часто бывает меньше безледного календарного, определяемого сроками вскрытия и замерзания прибрежной полосы моря, так как в условиях Арктики берег может быть защищен от воздействия волн не только ледовым припаем зимой, но и прижатым к урезу сплоченным дрейфующим льдом, часто существующим в открытом море в течение всего лета. Кроме того, в арктических широтах ледовый фактор может заметно влиять на силу волнения, изменяя разгон ветра над свободной водной поверхностью, протяженность которой зависит от положения в море кромки сплоченных дрейфующих льдов. Этот фактор способен вносить и качественные изменения в характер ветрового волнения, создавая в области его развития условия глубокого или мелководного водоема, что тоже определяется положением кромки дрейфующего льда, ограничивающей прибрежную часть моря с теми или иными глубинами. Наряду с силой волнения при этом изменяется и крутизна волн открытого моря, определяющая эффект их рефракции в береговой зоне [11]. В результате получаются иные соотношения величин нормальной и вдольбереговой составляющих потока волновой энергии, от чего зависит тенденция в развитии берега (преобладание на нем процесса абразии или аккумуляции [16]). Так, при воздействии на берег относительно крутых волн, свойственных мелководному морю, обычно удлиняется абразионная стадия, а под действием более пологих волн глубокого моря быстрее наступает стадия зрелости.

Как видно, во всех случаях ледовый фактор уменьшает среднее многолетнюю интенсивность волнения и время его действия на берег. Вследствие этого временной масштаб возрастает, т.е. арктические берега при прочих равных условиях проходят стадии развития, одинаковые с берегами морей умеренных широт, в более продолжительные интервалы времени. Данное обстоятельство надо учитывать при сопоставлении береговых процессов в тех и других бассейнах при палеогеографических построениях и при составлении связанных с освоением прибрежной зоны и шельфа прогнозов, основанных на теоретических положениях динамики морских берегов. При этом полезно иметь хотя бы приближенное представление о величине обобщенного масштаба времени.

При прочих равных условиях эта величина зависит прежде всего от длительности календарного безледного периода, который в арктических морях в среднем равен $1/4$ года, т.е. в 4 раза меньше, чем в эталонном случае (незамерзающее море). Таким образом, определяемый данным эффектом ледового фактора временной масштаб для арктических берегов равен 4. Вообще же для каждого конкретного района и для любого замерзающего водоема он может быть определен как величина, обратная выраженной в долях года длительности периода открытой воды. Относительный масштаб для двух замерза-

ющих, но на разные сроки, водоемов равен отношению масштабов, определенных по эталонному случаю для каждого из них.

Другие эффекты ледового фактора – блокировка берега дрейфующим льдом и ограничение длины разгона ветра над свободной водной поверхностью – вносят в процесс дополнительные временные масштабы, величины которых можно установить, исходя из следующих соображений.

Пусть за достаточно длительный промежуток времени T лет берег в течение T_3 лет (безразлично, подряд или с перерывами) вообще не очищается от льда, и, значит, не подвергается воздействию волн, а в течение T_0 лет открыт на протяжении всего календарного активного периода, причем кромка дрейфующих льдов располагается далеко от него и не ограничивает длину разгона (что соответствует эталонному теоретическому случаю незамерзающего моря). В остальные годы, число которых равно $T_4 = T - (T_0 + T_3)$, береговая зона, следовательно, блокируется льдом лишь в течение части указанного периода, а ледовая кромка находится на различных расстояниях от берега.

При такой ситуации допустимо предположить, что за весьма большой промежуток времени, охватывающий достаточно длинный ряд циклов солнечной и связанной с ней циклонической активности, суммарное время блокировки берега льдом за годы T_4 (сумма всех фактических активных периодов) будет близко к $0,5 T_4$, поскольку при данных условиях примерно равновероятны разнозначные отклонения длительности каждого из указанных периодов от средней величины и в данном ряду лет эти отклонения могут быть в значительной степени взаимно скомпенсированы. Тогда среднееголетний активный период

$$t_a = t_{\max} \cdot 0,5 \left(1 + \frac{T_0 - T_3}{T} \right), \quad (1)$$

где t_{\max} – активный период в годы T_0 .

Рассуждая аналогичным образом применительно к длине разгона x , можно получить и ее среднеголетнюю оптимальную величину, определяемую уравнением

$$x_{\text{опт}} = x_{\max} \cdot 0,5 \left(1 + \frac{T_0 - T_3}{T} \right), \quad (2)$$

в котором x_{\max} также соответствует годам T_0 .

Уравнение (1) было проверено по данным 20-летнего ряда наблюдений за фактической длительностью периодов открытой воды у различных участков побережий Чукотского и Восточно-Сибирского морей¹; при этом расчет t_a производился по 10-летнему ряду ($T =$

¹ Проверка, включающая изыскание и обработку данных ледовых наблюдений, соответствующие расчеты и построение графиков, была осуществлена В.А. Совершаевым (Географический факультет МГУ).

= 10). Расхождение фактических и расчетных величин в большинстве случаев не превышало 5%. Очевидно, что время развития берега до определенного состояния (стадии), при прочих равных условиях, находится в обратной зависимости от силы преобразующих его активных факторов, в первую очередь, ветровых волн.

В мелководных морях энергия волнения пропорциональна его длительности и величине разгона (t_a и $x_{\text{онт}}$ - в ледовитых, t_{max} и x_{max} - в незамерзающих). Исходя из этого, учитывая уже установленный масштаб 4 и используя уравнения (1) и (2), получим для рассматриваемого случая обобщенный масштаб времени

$$m_l = \frac{16}{\left(1 + \frac{T_0 - T_3}{T}\right)^2} \quad (3)$$

Для условий мелководности, при которых влиянием разгона можно пренебречь, соответствующая зависимость, если к прочим равным условиям отнести и глубины, устанавливается с использованием только уравнения (1) и принимает вид

$$m_{\text{МТ}} = \frac{8}{1 + \frac{T_0 - T_3}{T}} \quad (4)$$

Как следует из уравнений (3) и (4), обобщенный масштаб времени между развитием берегов арктических и незамерзающих морей, определяемый влиянием ледового фактора, может изменяться в весьма широких пределах. Но если иметь в виду длительное время (соответствующее, например, достижению берегом состояния динамического равновесия), применительно к которому допустимо, очевидно, принять число лет полной открытости береговой зоны в календарные безледные периоды в среднем примерно равным числу лет полной закрытости ($T_0 \approx T_3$)¹, данный масштаб принимает значение 16 для глубокого моря и 8 - для мелководного. Следовательно, ледовый фактор удлиняет весь цикл развития арктических берегов соответственно в 16 и 8 раз по сравнению с развитием берегов незамерзающих морей, но при этом длительности отдельных стадий, когда более вероятны существенные проявления сравнительно кратковременных флуктуаций ледового режима, могут заметно колебаться.

Мелководность моря - понятие относительное, определяемое характером развития в нем ветрового волнения [17], а не абсолютным значением глубин. По этому критерию многие арктические моря (например море Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское) даже при максимальном отмеченном в них когда-либо удалении кромки дрейфующих льдов от берега должны при штормовых ветрах считать-

¹ Это тем более допустимо, чем больший промежуток времени рассматривается, т.е. чем больше охватывается им периодов попеременного потепления и похолодания климата.

ся мелководными, а следовательно, к ним приложимо меньшее значение обобщенного масштаба времени. Исключением является район моря Лаптевых, примыкающий к заливу Вилькицкого, где большие глубины подходят достаточно близко к берегу; здесь следует ориентироваться на большую величину временного масштаба. По тем же соображениям это относится и к Карскому морю, за исключением Байдарашкой Губы. И действительно, на побережье п-ова Таймыр, примыкающем к указанным акваториям, преобладают абразионные берега, находящиеся в ранней стадии развития, а берега ранее перечисленных морей более близки к стадии зрелости и на них достаточно широко развиты процессы аккумуляции.

Наиболее существенными проявлениями второго из обусловленных арктическим климатом основного пассивного фактора динамики морских берегов — мерзлотного — является процесс солифлюкции и термическая абразия береговых обрывов и подводных склонов, сложенных многолетнемерзлыми льдистыми породами. Солифлюкция во многом подобна другим процессам склонового сноса [7], в том числе и распространенным в водоемах средних широт (осыпание, оползание, оплывание и обвалы береговых обрывов), и существенно новых качественных черт в динамику берегов не вносит. Термическая же абразия подводного склона протекает весьма своеобразно и может привести к неожиданным результатам, не предсказуемым современной теорией развития морских берегов.

Как уже отмечалось [1], морское волнение, взаимодействуя с мерзлым грунтом, наряду со свойственным ему в любых условиях значением динамического фактора, механически разрушающего берег и подводный склон, приобретает значение и фактора термического, переносящего тепло от верхних, прогретых слоев моря к мерзлому дну и тем способствующего его оттаиванию и размыву. При этом наиболее сильному термическому воздействию подвергается нижняя часть подводного склона [1], вследствие чего дно здесь оттаивает и размывается интенсивнее, чем в верхней его части, которая подвержена более слабому термическому воздействию, а промерзает сильнее, так как длительное время бывает скована лежащей на ней толщей льда¹. В результате средняя крутизна склона со временем возрастает, что противоречит теоретическим представлениям о формировании профиля динамического равновесия.

Следствием такого течения процесса является отсутствие условий для возникновения упоминавшейся отрицательной обратной связи, обуславливающей смену стадий развития берега. Вместо нее возникает положительная обратная связь, способствующая усилению процесса абразии. Создается как бы резонансное состояние системы, способствующее прогрессирующему разрушению берега. Этому благоприятствует увеличение крутизны подводного склона, влекущее за собой ослабление эффекта рефракции волн и, следовательно, возрастание их вдольберегового потока энергии, в результате чего усили-

¹ Понижение температуры рыхлой мерзлой породы на 2° повышает ее сопротивляемость волновому размыву в 2 раза [3].

ваётся вдольбереговое перемещение наносов. Последнее способствует затяжной абразии берега, так как поступление обломочного материала от разрушения термоабразионных подводных склонов и береговых обрывов, часто содержащих более 50% льда [2], не всегда может компенсировать его убыль, обусловленную вдольбереговым выносом.

Увеличение уклона дна должно также привести с течением времени к усилению механического воздействия волн на верхнюю часть подводного склона, вследствие чего оно здесь может сравниться с эффектом термическо-динамического воздействия волн в зоне больших глубин. В этом случае уклон стабилизируется, а подводный склон придет к некоторому равновесию, в состоянии которого неопределенно долгое время может смещаться в сторону суши как единое целое параллельно самому себе. Такое явление действительно отмечается в арктических морях, причем максимальные скорости отступления нижней части подводного склона достигают 25–60 м/год, а величина размыва дна – 4 см/год [8].

Данная ситуация, если предположить, что суша целиком сложена мерзлыми рыхлыми грунтами, представляет собой тот единственный случай, когда может быть реализована гипотеза Дэвиса-Джонсона [18, 19] о срезании материков морем. Ряд сравнительно небольших арктических островов (Семеновский, Васильевский и др.) был полностью уничтожен таким образом в совсем недалеком прошлом. Конечно, большим массивам суши подобная участь не грозит, так как столь катастрофический ход процесса прекратится, как только море в своей ингрессии войдет в контакт с немерзлыми породами. Тогда формирование его берегов войдет в рамки установленных закономерностей и берег с течением времени стабилизируется, достигнув стадии динамического равновесия. Однако значительные, в конечном счете, потери прибрежных территорий в области распространения многолетнемерзлых пород неизбежны и при прогнозировании береговых процессов в Арктике на достаточно длительные сроки это надо иметь в виду. По сути, развитие термоабразионных берегов ограничивается одной только стадией интенсивной абразии, а их термическо-динамическое равновесие не приводит к стабилизации подводного склона. Этим такие берега столь значительно отличаются от других типов абразионного берега, что их следует выделить в особый класс берегов, заслуживающий самого пристального изучения.

Поскольку в условиях термической абразии не всегда формируются четко выраженные абразионные террасы (профили динамического равновесия), в районах распространения (сейчас или в прошлом) многолетнемерзлых пород во многих случаях очень трудно бывает выявлять положение древних береговых линий. Между тем, эта задача имеет определенное значение для палеогеографических и палеогеоморфологических построений применительно к современным и древним морским бассейнам, в том числе и в практических целях (например, для поиска древних прибрежно-морских россыпей полезных ископаемых). Найти ее приближенное решение можно путем экстрапо-

лянии, используя природные аналогии и понятие обобщенного масштаба времени. Таким же путем можно и прогнозировать развитие современных термоабразионных берегов, что весьма существенно для хозяйственного освоения побережий арктических морей. Хорошей аналогией при этом могут служить берега сравнительно молодых водохранилищ, переживающие, как и термоабразионные берега, стадию интенсивной абразии. Тогда в качестве обобщенного временного масштаба, по многочисленным данным, может быть принята величина $1/15$, характеризующая режим наиболее сильной переработки берегов многих равнинных водохранилищ в начальные периоды их существования.

Если обратиться к приведенным ранее данным о скорости отступления термоабразионных подводных склонов (25–60 м/год) и воспользоваться приведенным масштабом, то для берегов из немерзлых рыхлых грунтов аналогичная скорость должна составлять примерно 1,5–4 м/год, что очень хорошо совпадает с величинами, установленными, например, на берегах открытой части Азовского моря, сложенных рыхлыми породами [10]. Наибольшая (4 м/год) из указанных величин хорошо согласуется с данными, полученными на участке азовского побережья [4], где процесс абразии можно считать определенно установившимся, что полностью аналогично установившемуся режиму отступления термоабразионного берега.

Таким образом, величину обобщенного масштаба времени $1/15$, определяемую мерзлотным фактором, можно считать достаточно обоснованной. Общий же масштаб времени для термоабразионных берегов с учетом эффекта ледового фактора определится произведением соответствующих масштабов – $1/15$ и $1/6$ или 8 соответственно для глубокого или мелководного моря. Следовательно, этот масштаб будет примерно равен 1 в первом случае и $1/2$ – во втором, т.е. термоабразионные берега в среднем должны отступать приблизительно с такой же или несколько большей скоростью, как и берега из немерзлого рыхлого грунта в стадии интенсивной абразии, что в большинстве случаев и наблюдается. В конкретных случаях величина временного масштаба может быть уточнена по рекомендованным уравнениям.

Как следует из изложенного, выводы, получаемые на основе современных представлений о развитии морских берегов, всегда достаточно надежны, если при обобщении строго придерживаться принципа стадийности берегового процесса. Это следует иметь в виду при прогнозировании или реконструкции развития берега с помощью метода природных аналогий, т.е., по существу, путем крупномасштабного моделирования процесса [15]. Применяя такие аналогии, целесообразно использовать понятие об обобщенном масштабе времени, исходя из которого следует определять соотношения остальных влияющих на размыв берега физических величин [12]. При этом нужно учитывать возможность уточнения рекомендованных масштабов по мере накопления данных наблюдений в арктических морях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вендров С.Л., Попов Б.А. О возможном характере переработки берегов проектируемого Нижне-Обского водохранилища. - В кн.: Влияние лесной зоны на прилежащие территории. М., "Наука", 1970.
2. Вильнер Б.А. Термоабразия берегов водоемов. - В кн.: Полевые гео-криологические (мерзлотные) исследования. М., "Наука", 1961.
3. Григорьев Н.Ф. Особенности формирования берегов в условиях полярного климата. - В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М., "Наука", 1964.
4. Есин Н.В., Савин М.Т. О скорости разрушения некоторых участков берега Азовского моря. - В кн.: Вопросы изучения и освоения Азовского моря и его побережий. Краснодар, 1974.
5. Зенкович В.П. Динамика и морфология морских берегов, ч. 1. Волновые процессы. М.-Л., "Морской транспорт", 1946.
6. Зенкович В.П. Основные учения о развитии морских берегов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
7. Каллик П.А. Особенности динамики и строения берегов полярных морей. - В кн.: Новые исследования береговых процессов. М., "Наука", 1971.
8. Ключев Е.В. Термическая абразия прибрежной полосы полярных морей. - Изв. ВГО, 1970, т 102, вып. 2.
9. Леонтьев О.К. Основы геоморфологии морских берегов. Изд-во МГУ, 1961.
10. Мамыкина В.А., Хрусталева Ю.П., Беляков С.И. Особенности абразии и дифференциации терригенного материала в береговой зоне Азовского моря. - В кн.: Географические исследования на Северном Кавказе. Ростов-на-Дону, 1974.
11. Попов Б.А. Приближенный анализ формы слабоогнутых аккумулятивных береговых дуг. - "Труды Ин-та океанол. АН СССР", 1965, т. 76.
12. Попов Б.А. Имитация процесса формирования морских абразионных террас. - В кн.: Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М., "Наука", 1966.
13. Попов Б.А. Теоретические аспекты прогнозирования волновой абразии берегов. - Труды совещания по изучению берегов водохранилищ и дренажа в условиях Сибири, вып. 1. Новосибирск, 1969.
14. Попов Б.А. Расчет абразионного профиля равновесия подводного склона крупных водохранилищ. - "Изв. АН СССР. Сер. геогр.", 1969, № 3.
15. Попов Б.А. Приложение теории развития морских берегов к анализу процесса формирования берегов водохранилищ. - В кн.: Инженерно-географические проблемы проектирования и эксплуатации крупных равнинных водохранилищ. М., "Наука", 1972.
16. Попов Б.А. Расчет коэффициента аккумуляции морских прибрежных наносов. - В кн.: Процессы развития и методы исследования прибрежной зоны моря. М., "Наука", 1972.
17. Руководство по расчету параметров ветровых волн. Л., Гидрометеоздат, 1969.
18. Davis W.M. Erklärende Beschreibung der Landformen. - In: Der Marine Zyklus. Leipzig, 1912.
19. Johnson D.W. Shore processes and shoreline development. N.Y., 1919.

**НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ
ЛИТОДИНАМИКИ ОСАДКОВ ШЕЛЬФА
СЕВЕРО-ЗАПАДА ЧЕРНОГО МОРЯ
В ГОЛОЦЕНЕ ПО ТЕРРИГЕННЫМ КОМПОНЕНТАМ**

При изучении толщ голоценовых отложений, развитых на шельфе северо-западной части Черного моря, Е.Н.Невесским [3] было отобрано около 130 колонок донных грунтов. Стратиграфическое расчленение колонок осуществлено Л.А.Невесской [2]. На этом же материале проведено изучение терригенной минералогии отложений голоцена. Исследовано свыше 800 фракций крупного алевроита (легкая и тяжелая подфракции) по 120 колонкам, взятым в районе от дельты Дуная до Западного Крыма. Образцы для анализа отбирались преимущественно из кровли новоэвксинских, бугазских, витязевско-каламитских и джеметинских слоев осадка.

В тяжелой фракции крупного алевроита всех горизонтов голоцена обнаружено свыше 40 минералов. Основными из них являются ильменит, магнетит, лейкоксен, рутил, циркон, гранат, турмалин, дистен, силлиманит, ставролит, обыкновенная роговая обманка, группа моноклинных пироксенов, эпидот, цоизит. Остальные минералы присутствуют обычно в количествах <1% (андалузит, группа тремолита-актинолита, базальтическая роговая обманка, антофиллит, ромбические пироксены, хлорит, апатит) или встречаются в отдельных образцах (корунд, барит, сфен, анатаз, брукиит, глауконит, биотит, оливин, шпинель, хлоритоид).

Распределение тяжелых минералов в осадках конца новоэвксинского времени можно проследить по схеме (рис. 1, А).

Обогащение тяжелыми минералами характеризует осадки Одесской банки (до 18% в отдельных горизонтах), а также определенно тяготеет к реликтам древних аккумулятивных тел, ныне почти не проявляющихся в рельефе дна, но существовавших в новоэвксинское время. Это древние аккумулятивные тела, вскрытые колонками южнее Одесской банки, по-видимому у входа в лиман палео-Днепра, а также древнетарханкутское аккумулятивное тело (пересыпь) – морфологический элемент, сложенный песком и находившийся в условиях активных волновых воздействий и, по-видимому, частичного размыва. Концентрация тяжелых минералов происходила в результате гидродинамической сепарации обломочного материала.

По-видимому, концентрация тяжелых минералов в данном участке связана не столько с характером питающей провинции, в основном единой для залива палео-Днепра, сколько с особенностями гидродинамики, ведущей к сепарации тяжелых минералов на определенных участках аккумулятивных тел (в частности, волновой отмыв на гребнях банок). Из этих древних аккумулятивных тел в настоящее время существует лишь Одесская банка, два других являются погребенными.

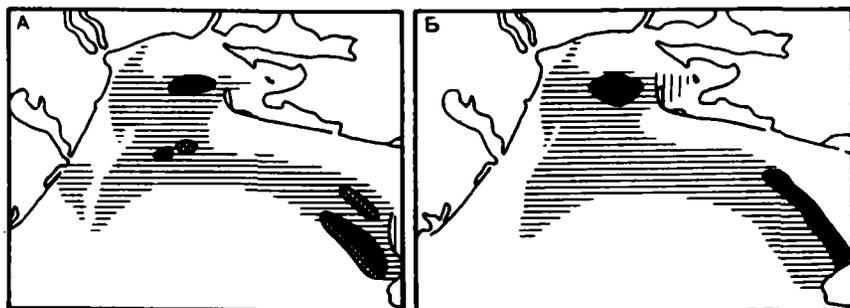
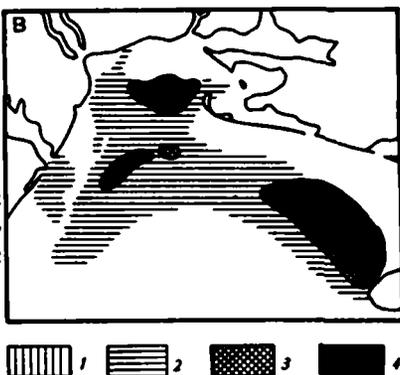


Рис. 1. Распределение (в %) тяжелых минералов в осадках Черного моря в конце новозэксинского времени

А - общее содержание: 1 - <1; 2 - 1-3; 3 - 3-5; 4 - >5 (до 18% в отдельных случаях); Б - циркона: 1 - <10; 2 - 10-20; 3 - 20-25; 4 - 25-28; В - рутила: 1 - 1-3, 2 - 3-5, 3 - >5 (до 9% в отдельных случаях)



Для новозэксинских слоев характерны наиболее высокие концентрации ильменита, рутила, циркона по сравнению со всеми изученными отложениями голоцена и современными осадками северо-запада Черного моря, что делает перспективными поиски древних погребенных россыпей в новозэксинских отложениях. Ни в одном из образцов не содержится ильменита в количестве менее 10% тяжелой фракции, а средние содержания этого минерала в осадке достигают 25-30% тяжелой фракции. Картина его распределения в осадках новозэксинского бассейна резко отлична от таковой в современных отложениях поверхностного слоя северо-запада Черного моря. Сходной является лишь концентрация в районе Одесской банки, где локализация ильменита отмечена от новозэксинского до настоящего времени.

Распределение циркона в новозэксинских осадках (рис. 1, Б) в общем напоминает картину распределения ильменита. Максимальные концентрации минерала (до 28% тяжелой фракции) приурочены также к гребню Одесской банки, расположенной в новозэксинское время несколько мористее, чем в настоящее время, и к древнему аккумулятивному телу древнестарханкутской пересыпи в Каркинитском заливе.

На фоне общего содержания (1-3% тяжелой фракции) рутила (рис. 1, В) выделяются так же, как и для ильменита, три зоны локализации повышенных содержаний минерала в новозэксинских

слоях осадка. Это Одесская банка (до 8% тяжелой фракции), древние аккумулятивные тела (косы), располагавшиеся в приустьевой зоне палео-Днепра (до 9,2% тяжелой фракции) и древнетарханкутская пересыпь в Каркинитском заливе (до 7,3% тяжелой фракции). В целом распределение рутила в новоэвксинских слоях осадка контролируется теми же факторами гранулометрической дифференциации материала, что и описанные выше ильменит и циркон.

Реконструкция палеолитодинамической и палеогеографической обстановок позволяет считать наиболее перспективными участками древнетарханкутское аккумулятивное тело в Каркинитском заливе и указанные выше погребенные аккумулятивные тела южнее Одессы. Не исключена возможность нахождения новых погребенных реликтов аккумулятивных форм, перспективных в отношении россыпеобразования.

В бугазское время продолжалось направленное изменение палеогеографической обстановки накопления обломочного материала, унаследованное от новоэвксинской эпохи и связанное с продолжающейся трансгрессией Черного моря.

В распределении общего содержания тяжелой фракции сохраняются те же закономерности, что и в новоэвксинскую эпоху. Но в результате бугазского скачка трансгрессии произошли частичный размыв и захоронение новоэвксинских форм, что вызвало некоторое уменьшение содержания тяжелых минералов по сравнению с новоэвксинской эпохой: максимальные концентрации тяжелых минералов не превышают 4,1% фракции крупного алевроита (ст. 48, горизонт 350-360 см). Очаги повышенных концентраций тяжелой фракции (на общем фоне содержания тяжелой фракции <1%) приурочены к двум морфологически различным элементам дна. Во-первых, — это древние аккумулятивные тела, унаследованные от новоэвксинской эпохи (Одесская палеобанка, древнее аккумулятивное тело у входа в палео-Днепровский лиман, новая генерация древнетарханкутского аккумулятивного тела).

Во-вторых, отмечаются очаги повышенного содержания тяжелых минералов в пониженных участках дна, типа депрессии, а также в лагуне древнего Каркинитского залива. Повышенные содержания тяжелых минералов в лагуне и депрессионных участках дна обычно связаны с илистыми фациями и обусловлены присутствием диагенетического пирита-марказита. Таким образом, распределение тяжелых минералов в бугазских отложениях контролируется двумя факторами: гидродинамической сепарацией обломочного материала и диагенетическими процессами в осадке.

Распределение основных полезных минералов: ильменита, циркона и рутила — близко к распределению этих минералов в новоэвксинское время. Исходя из минералогического анализа аллотигенного материала, можно выделить элемент нового в изменении палеогеографической обстановки в бугазское время по сравнению с новоэвксинским. Это, по-видимому, частичный размыв с флангов древнего аккумулятивного тела у входа в Днепровский залив, а также ниве-

лировка донного вала древнетарханкутской пересыпи и возникновение новой генерации ее, несколько смещенной на северо-восток, к устью Каркинитского залива, по сравнению с новоэвксинской формой.

В витязевское время в процессе продолжавшейся трансгрессии поступление большого количества обломочного материала за счет абразии и волновой переработки привело к тому, что в прибрежной части общим фоном является содержание тяжелой фракции 1–3%. В бугазское время такие концентрации носили очаговый характер на фоне общего содержания тяжелых минералов менее 1%. В витязевское время в результате нивелировки дна исчезают древние аккумулятивные тела у входа в палео-Днепровский залив. Почти исчезают в рельефе следы древнетарханкутской аккумулятивной формы. Возникают новые элементы дна, в частности аккумулятивные накопления палео-залива у современных озер Алибей-Шаганы, возможно связанные с эволюцией переймы о-ва Змеиный [2]. В кутовой части Каркинитского залива возникает Чурюмская банка [1]. В соответствии с этим произошло перераспределение участков концентрации тяжелой фракции в осадке. Локализация тяжелой фракции отмечена на Одесской и Чурюмской банках, в зоне реликта древнетарханкутской пересыпи. Повышенные содержания ильменита (более 30% тяж.фр.) отмечены на гребне Одесской палеобанки и протягиваются от нее вдоль современной системы кос Джарылгач-Тендра.

Полоса повышенных концентраций ильменита напоминает распределение его на подводном склоне в современных осадках и не имела места в бугазских слоях, как мы уже указывали выше. Процесс этот связан, по-видимому, с разрывом и абразией нового количества обломочного материала (размыв древней Кинбурнской косы, резкое смещение береговой линии на север в районе восточнее современной косы Тендра, и срезание больших участков суши). Питание за счет размыва и волновой переработки аллювиальных и русловых отложений палео-Днепра могло быть источником повышенных концентраций в этом районе. В устье Каркинитского залива по максимальным концентрациям ильменита выделяется гребневая часть Чурюмской банки.

Зона пониженных (<10%) содержаний соответствует обычно участкам распространения илов в осадках центрального желоба, в осевой части Каркинитского залива и геоморфологически контролируется понижениями в рельефе дна.

Циркон, по содержаниям и местам локализации в витязевских слоях осадка северо-запада Черного моря, ведет себя аналогично ильмениту. Места повышенных (от 25 до 30% тяжелой фракции) концентраций циркона так же, как и для ильменита, приурочены к гребневым частям банок (Одесская и Чурюмская палеобанки) и к обширной зоне подводного склона на месте современной системы кос Джарылгач-Тендра и контролируются одними и теми же факторами гранулометрической и гидродинамической дифференциации материала, имеющего общий источник питания для этих минералов.

Рутил в витязевское время тяготеет к тем же зонам, что и циркон. Повышенные (свыше 5% тяжелой фракции) его содержания, характеризуют древнее аккумулятивное тело против озер Шаганы и Алибей на юго-западе района, далее протягиваются полосой от Одесской банки на восток до окончания современной косы Джарылгач, оконтуривают гребень Чурюмской банки в Каркинитском заливе.

Меньшая по сравнению с более древними эпохами окатанность обломочного материала, наличие в отдельных образцах оливина и ромбических пироксенов могут, по-видимому, свидетельствовать об относительно небольшом переносе аллотигенного материала и скорости захоронения его, т.е. об относительно небольшом отрезке витязевской эпохи осадкообразования.

Повышенные содержания полезных минералов: ильменита, рутила, циркона – вследствие благоприятной палеогеографической обстановки позволяют делать предположение о перспективности отложений витязевского времени при поисках россыпных месторождений редких металлов в северо-западной части Черного моря.

Распределение тяжелых минеральных компонентов в поверхностном слое осадков в современную эпоху дано на рис. 2. Можно видеть, что тяжелые минералы концентрируются в основном на западе изученного района за счет благоприятных условий питания. Локально тяжелые минералы сосредоточены главным образом в прибрежных аккумулятивных телах кос Джарылгач и Тендра, на возвышенностях дна – банках Одесская и Чурюмская, сложенных песком, на пляжах и т.д. Однако в ряде случаев общий процент тяжелой фракции повышается на участках, где развиты заиленные осадки: в депрессиях дна, заливах, лагунах и т.д. Это происходит в основном за счет образования в толще аутигенного диагенетического пирита (рис. 2, А).

Ныне ильменит, циркон и рутил концентрируются в современных аккумулятивных телах, на отмелях (банках) и пляжах.

В поверхностном слое исчезает древнее аккумулятивное тело, существовавшее в новозвксинское время в юго-западной части акватории, а также аккумулятивное тело древнетарханкутской пересыпи. На месте этих погребенных аккумулятивных тел со скоплениями рудных минералов в них в поверхностном слое осадков отмечаются средние или даже минимальные содержания ильменита (<10% тяжелой фракции) как на месте бывшей древнетарханкутской пересыпи, так и в устье Каркинитского залива.

Циркон (рис. 2, Б) по содержаниям в осадке и местам локализации ведет себя в поверхностном слое осадка северо-запада Черного моря аналогично ильмениту.

Рутил (рис. 2, В) тяготеет к двум зонам в поверхностном слое осадка: крайней юго-западной полосе, от дельты Дуная примерно до Одессы, и подводному склону системы кос Джарылгач-Тендра, где содержание его достигает 5–10% тяжелой фракции. Повышенные концентрации рутила наблюдаются также в осадках Одесской, Бакальской и Чурюмской банок.

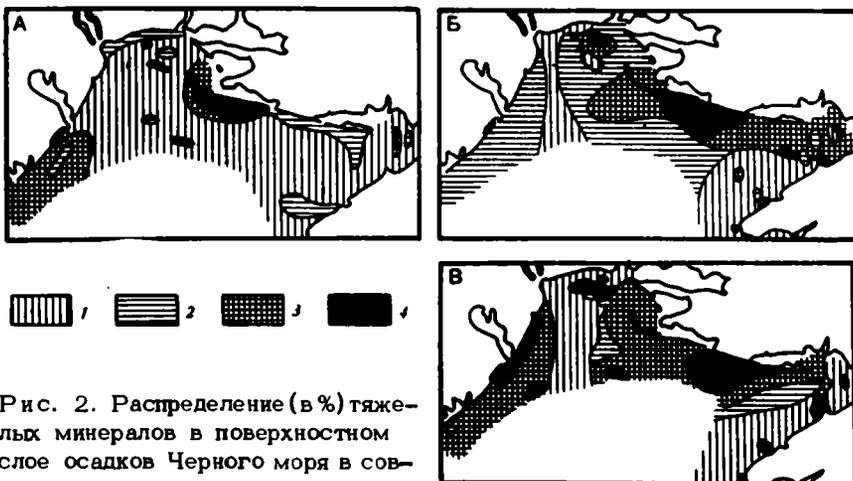


Рис. 2. Распределение (в %) тяжелых минералов в поверхностном слое осадков Черного моря в современную эпоху

А - общее содержание: 1 - < 1; 2 - 1-3; 3 - 3-5; 4 - > 5 (до 16,7% в отдельных случаях);

Б - циркона: 1 - < 10; 2 - 10-20; 3 - 20-25; 4 - > 25 (до 38% в отдельных случаях);

В - рутила: 1 - < 1; 2 - 1-3; 3 - 3-5; 4 - > 5 (до 8% в отдельных случаях)

В целом для северо-запада Черного моря нами установлены следующие особенности процесса россыпеобразования в течение голоцена.

I. Зона россыпеобразования сместилась от новоэвксинского до настоящего времени с востока на запад. Это обусловлено рядом причин:

1) развитие трансгрессии, наиболее интенсивно проявившейся в новоэвксинское время, индуцировало быструю абразию и образование больших масс песка (зона древнетарханкутской пересыпи и аккумулятивных тел при входе в палео-Днепровский лиман) именно в восточной части региона, сложенной наиболее рыхлым, поддающимся абразии, материалом, открытым для волнений моря, и, кроме того, испытавшей наибольшие тектонические опускания [4];

2) в дальнейшем, по мере затухания трансгрессии и развития берегового контура, зона активного россыпеобразования сместилась к северо-западу. Палео-Днепровский лиман расширился, началась переработка флювиальных отложений в районе Одесской палеобанки;

3) третьим этапом было дальнейшее смещение зоны россыпеобразования к западу (переработка песков переймы о-ва Змеиный).

II. Частная локализация россыпных тел связана с неравномерным развитием трансгрессии, что вызвало образование отдельных песчаных аккумулятивных форм.

III. Наличие наиболее высоких концентраций ильменита, рутила, циркона в новоэвксинских отложениях указывает на необходимость

поисков древних погребенных россыпей в этих осадках, а также и является одним из подтверждений того, что трансгрессивные серии осадков шельфа вообще и их базальные горизонты в особенности перспективны на нахождение россыпей тяжелых минералов прибрежно-морского генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зенкович В.П. Морфология и динамика советских берегов Черного моря, т.2. М., "Наука", 1960.
2. Невеская Л.А. Позднечетвертичные двусторчатые моллюски Черного моря, их систематика и экология. - "Труды ПИН АН СССР", 1965, т. 105.
3. Невеский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., "Наука", 1967.
4. Николаев Н.И. Новейшая тектоника СССР. - "Труды Комис. по изуч. четверт. периода АН СССР", 1949, т. 8.

ДИНАМИКА ДОННЫХ ОСАДКОВ АЗОВСКОГО МОРЯ

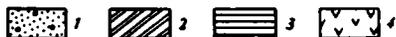
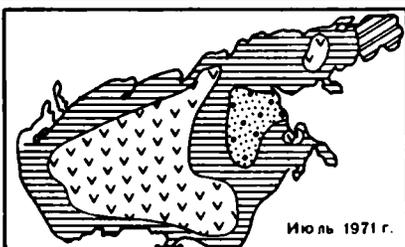
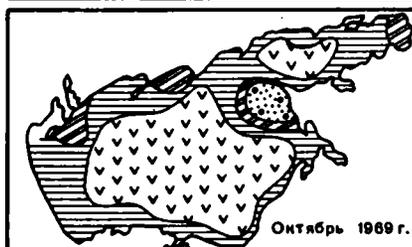
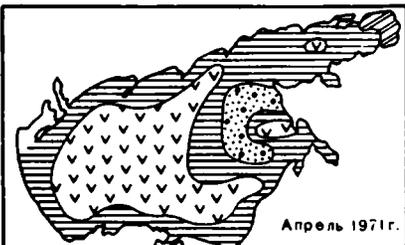
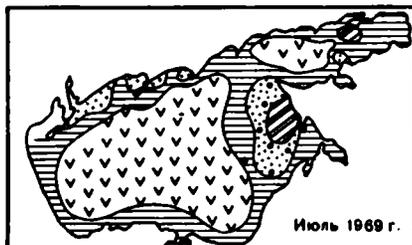
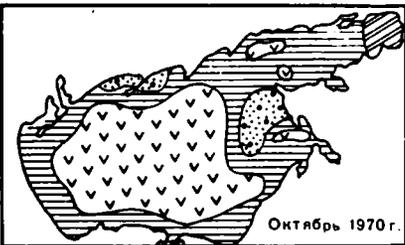
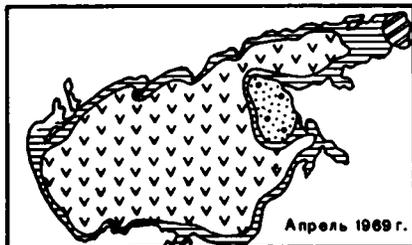
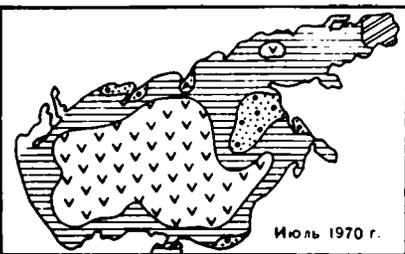
Мелководность, высокая гидродинамическая активность, рельеф дна, пульсации в поступлении терригенного материала, биологическая продуктивность бентических организмов обуславливают межсезонную изменчивость распространения различных литологических типов донных отложений Азовского моря. Макро- и микроскопическое изучение осадков, контролируемое данными гранулометрического анализа по результатам съемок 1968–1972 гг., позволило выделить следующие основные литологические типы: глинистые и алевроитовые илы, пески, ракушечники и раковинные илы.

Глинистые илы занимают центральную часть Азовского моря с глубинами более 9–10 м и наименее активными гидродинамическими условиями и имеют максимальное распространение. Зона развития глинистого ила пространственно тяготеет к области аккумуляции максимальной интенсивности, где осаждается в основном выносимый в водоем глинистый и мелкоалевритовый материал [3]. На небольшой площади в центре западной части Таганрогского залива глинистые илы периодически замещаются алевроитовыми разностями.

Площадь распространения глинистых осадков за 1969–1972 гг. в среднем составила 46,3% при колебаниях от 31,2 до 74,6% (рисунок, табл. 1). Увеличение ареала распространения их в 1969 г. обусловлено поступлением на акваторию моря в результате пыльных бурь 50 млн. т эоловых наносов, в составе которых преобладают глинистые фракции [2,5]. В течение весенне-осеннего периода 1969–1970 гг. под влиянием гидродинамических условий происходило постепенное перемещение глинистых и коллоидных фракций в зону халистатки, что привело к частичному замещению глинистых илов мелкоалевритовыми. Осенью 1969 г. площадь распространения глинистых осадков сократилась до 51,0%, а весной 1970 г. – до 31,2% (см. рисунок и табл. 1).

В 1970 г. ареал, занимаемый данным типом донных отложений, изменился от 11 730 км² в апреле до 14 680 км² в октябре, максимум же (16 700 км²) приходился на июль. Увеличение площади распространения глинистых илов летом обусловлено более спокойной гидродинамической обстановкой, способствующей осаждению тонкозернистых частиц. Аналогичная картина наблюдалась и в 1972 г.

Алевроитовые илы расположены между зонами распространения глинистых илов и песков и опоясывают кольцо акватории Азовского моря. По гранулометрическому составу и свойствам выделяются две разновидности илов: крупноалевритовые и мелкоалевритовые. Мелкоалевритовые илы занимают обычно от 41,2 до 57,0% площади акватории водоема. В апреле 1969 г. за счет расширения



Распределение основных литологических типов донных осадков в Азовском море

1 - ракуша, раковинный песок; 2 - крупноалевритовый ил; 3 - мелкоалевритовый ил; 4 - глинистый ил

ареала глинистых илов площадь развития мелкоалевритовых осадков резко сократилась (до 14,4%). В это время последние располагались в виде узкой прибрежной полосы преимущественно в северной и восточной частях моря и Таганрогском заливе. Однако впоследствии, уже в течение 1969 г., границы распространения алевритовых осадков расширились и приняли обычные для данного типа осадка очертания. В последующем (1970–1972 гг.) мелкоалевритовые илы покрывали 41,0–57,0% площади дна с некоторым сокращением в летний сезон (см. рисунок).

Постоянным местом концентрации крупноалевритовых илов является восточная часть Таганрогского залива. Западная граница их распространения очень динамична и зависит от количества терригенного материала, выносимого Доном. Весной и летом 1969 г. площадь крупноалевритовых илов составила 500–700 км²; 1970 и 1971 гг. характеризовались стабильностью пространственного распространения осадков. В 1972 г. произошло резкое сокращение площадей развития крупноалевритовых илов. Этот год был самым маловодным за последнее 100–летие. В связи с уменьшением количества атмосферных осадков резко сократился водный и твердый сток Дона, что повлекло за собой уменьшение ареала крупноалевритовых осадков и увеличение площадей распространения глинистых илов. Последние весной 1972 г. занимали наибольшую территорию за все исследуемое время.

Пески распространены в прибрежной зоне Азовского моря на глубине до 7 м. В западной части водоема площадь их развития ограничена 4–5–, в восточной – 1–2–метровыми изобатами. Максимальная (до 7 м) глубина распространения песков наблюдается в Темрюкском заливе, что обусловлено интенсивным привнесом песчанистого материала Кубанью. Колебание нижней границы песков определяется в основном местными особенностями гидрологического режима. Так, в пределах Таганрогского залива, в бухтах и заливах, защищенных аккумулятивными формами от преобладающих направлений волнения и течений, граница песков располагается в пределах 1–метровой изобаты, а в районах, открытых для волнения, опускается до 2–4 м. Разница в глубинах распространения песков, во-первых, обусловлена большими параметрами волн и скоростей придонных течений на участках, не защищенных от волнения. Скорости течений здесь оказываются достаточными, чтобы поступающий в береговую зону тонкозернистый материал выносился в центральную часть моря.

Во-вторых, положение нижней границы распространения песков зависит от соотношения объема терригенного материала, поступающего от абразии, и степени гидродинамической активности на конкретных участках берега. А.А. Аксеновым [1] установлено, что при поступлении в результате абразии в береговую зону определенного количества тонкозернистого обломочного материала на подводном склоне устанавливается равновесие между привнесом и сносом его в область больших глубин. Так, западнее порта Жданов, где интен-

Таблица 1

Сезонное распределение различных литологических типов донных осадков в Азовском море

Год, месяц	Глинистые илы		Мелкоалевритовые илы		Крупноалевритовые илы		Ракуша с песком	
	тыс. км ²	%	тыс. км ²	%	тыс. км ²	%	тыс. км ²	%
1969								
апрель	27,600	74,6	5,328	14,4	0,552	1,5	3,520	9,5
июль	19,165	52,0	13,900	37,8	0,735	2,0	3,000	8,2
октябрь	18,600	51,0	14,441	39,7	2,209	6,1	1,150	3,2
1970								
апрель	11,730	31,2	21,504	57,0	1,126	3,0	3,340	8,8
июль	16,310	46,6	14,695	42,0	1,150	3,3	2,845	8,1
октябрь	14,676	39,7	18,744	50,6	1,100	3,0	2,480	6,7
1971								
апрель	15,700	42,5	17,297	46,7	0,943	2,5	3,060	8,3
июль	14,400	39,0	19,620	50,3	1,080	2,9	2,900	7,8
1972								
апрель	17,250	46,6	15,235	41,2	0,345	0,9	4,170	11,3
июль	17,600	47,6	15,978	43,2	0,552	1,5	2,870	7,7
октябрь	14,200	38,4	18,750	50,7	-	-	4,050	10,9

сивность абразии и объем поступления продуктов разрушения лессовидных пород велики, нижняя граница распространения песков расположена выше, чем у юго-восточного берега Балосарайской косы, где гидрологические условия аналогичны, но поступление тонкообломочного материала меньше.

Третьей причиной, определяющей глубину залегания песков, является литологический состав абрадируемых пород, служащих основным источником терригенной составляющей осадков береговой зоны. Район побережья от косы Долгая до Приморско-Ахтарска характеризуется максимальной для моря интенсивностью абразии и наибольшим поступлением седиментационного материала на 1 км протяженности берега. В составе четвертичных лессовидных суглинков, слагающих клифы, преобладают (до 60–70%) тонкозернистые фракции. Вследствие этого пески в береговой зоне или отсутствуют или локализируются в виде отдельных пятен.

Таким образом, ширина полосы песков обычно не превышает нескольких десятков метров и зависит от местоположения источника поступления обломочного материала, литологического состава абрадируемых пород и местных гидродинамических условий. Только на участках, где образуются аккумулятивные тела, полоса прибрежных отложений расширяется до 10–30 км. Следует отметить, что на этих площадях поле песков имеет весьма сложную и изменчивую конфигурацию [6].

Основная масса ракушечников и раковинных илов приурочена к восточной части Азовского моря, где они образуют сплошную зону распространения общей площадью около 2500 км². Эта величина непостоянна и зависит в основном от продуктивности пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. Содержание ракуши в осадках обусловлено здесь также гидродинамическими причинами – преобладанием поперечного перемещения наносов. В результате на дне Азовского моря образуются банки и подводные валы, почти полностью сложенные ракушей и детритом. За 1969–1971 гг. в восточной части прослеживается тенденция к уменьшению площадей, занятых ракушечниками, от апреля к октябрю. Подобное явление, по-видимому, объясняется падением биологической продуктивности в осеннее время.

Как видно из представленных материалов (табл. 2), за 1964–1974 гг. в количественном содержании карбоната кальция в донных осадках Азовского моря произошли незначительные изменения. Средняя концентрация возросла всего лишь на 2,23%, причем повышение содержания нельзя рассматривать как результат увеличения интенсивности осаднения карбоната кальция в открытой части моря. Наибольшие изменения произошли в Таганрогском заливе, где концентрация CaCO_3 возросла более чем в 1,5 раза по сравнению с 1964 г. и почти в 2 раза – с 1970 г. (табл. 2).

Подобное явление можно объяснить двумя причинами: некоторым увеличением продуктивности пластинчатожаберных моллюсков и уменьшением поступления в Таганрогский залив материала абразии

Таблица 2

Среднее содержание (в %) карбоната кальция в донных осадках Азовского моря

Год	Открытая часть моря	Таганрогский залив	По всему морю
1964	24,86	10,19	22,21
1970	22,16	8,84	19,02
1974	26,22	16,09	24,44

берегов и аллювия Дона. Это и приводит к относительному повышению содержания карбоната кальция в донных осадках. Более низкое содержание CaCO_3 в отложениях моря, наблюдаемое в 1970 г., обусловлено поступлением около 50 млн. т эоловых наносов весной 1969 г., а также понижением биологической продуктивности моря в связи с усилением заморных явлений и гибелью моллюсков.

Итак, несмотря на отмеченные выше сезонные и годовые изменения в распространении основных литологических типов донных осадков, четко прослеживается приуроченность их к определенным площадям, характеризующимся свойственными только им природными условиями. Глинистые илы развиты в наиболее глубоководной (более 9–10 м) части Азовского моря, которая характеризуется наиболее интенсивным (до $-3 \div -5$ мм/год) [4] для водоема опусканием дна и более спокойной гидродинамической обстановкой. Мелкоалевритовые илы кольцом опоясывают ареал распространения глинистых илов и расположены на глубинах 5–10 м. На мелководье развиты крупноалевритовые илы и пески. Ракушечники и раковинные илы приурочены к местам максимальной продуктивности пластинчатожабрных моллюсков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аксенов А.А. Некоторые особенности абразии берегов Азовского моря. — "Труды ГИН АН СССР", 1957, вып. 34.
2. Бронфман А.М., Спичак М.К., Хрусталеv Ю.П. Влияние эоловых наносов на химический состав донных осадков Азовского моря. — В кн.: Географические проблемы изучения и освоения природных ресурсов Нижнего Дона и Северного Кавказа. Ростов—на—Дону, 1971.
3. Мамыкина В.А., Хрусталеv Ю.П. Процессы абразии и аккумуляции в современном осадконакоплении Азовского моря. — "Океанология", 1966, т. 6, вып. 3.
4. Панов Д.Г., Хрусталеv Ю.П. Новейшие тектонические движения берегов и дна Азовского моря. — "ДАН СССР", 1966, т. 166, № 3.
5. Хрусталеv Ю.П., Федюнина В.В. Роль эолового фактора в современном осадконакоплении Азовского моря. — "ДАН СССР", 1975, т. 224, № 2.
6. Хрусталеv Ю.П., Щербаков Ф.А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Изд-во РГУ, 1974.

СВЯЗЬ ИЗМЕНЕНИЙ ДОННОГО РЕЛЬЕФА ВО ВРЕМЯ ШТОРМА С ИЗМЕНЕНИЕМ СОДЕРЖАНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МИНЕРАЛОВ В ПОВЕРХНОСТНОМ СЛОЕ НАНОСОВ

При изучении генезиса и характера распределения прибрежно-морских россыпных месторождений, содержащих редкие элементы, большое внимание уделяется анализу современных условий формирования очагов полезных компонентов. Действительно, при определенном составе материала в ряде случаев в процессе минералогической дифференциации на подводном склоне могут образовываться поля повышенной концентрации того или иного компонента, в частности тяжелых минералов [2, 7, 10]. В настоящей статье рассматривается один из аспектов этой проблемы – взаимосвязь между изменениями в содержании тяжелых минералов на подводном склоне в результате действия шторма и деформациями рельефа дна, имевшими место в этот же период. Существование взаимосвязи этих процессов несомненно, так как оба они обусловлены в основном действием одних и тех же факторов, которые можно назвать активными и которые определяются гидродинамическим режимом конкретных волнений.

В работе использованы материалы экспедиционных исследований, выполненных Институтом океанологии в 1962–1969 гг. на побережьях Черного моря (Донузлавская пересыпь, устье Ингури) и восточной Балтики (Куршская коса, Нида).

В результате исследований (выполненных как в лабораторных условиях [3, 4], так и в натуре [5, 8, 12]) процесса минералогической дифференциации наносов под воздействием волнений можно составить общие, в основном качественные, представления о характере распределения полей повышенных концентраций, полезных компонентов по профилю подводного склона и вдоль берега при поперечном и вдольбереговом перемещениях наносов. Можно судить также о приуроченности максимумов содержания тяжелых минералов к определенным формам рельефа, тем или иным морфодинамическим зонам и т.д. Такой анализ представляется особенно важным при выявлении условий захоронения и регенерации очагов полезных компонентов при различных гидродинамических режимах. Однако механизм явления изучен недостаточно и необходимы дальнейшие исследования, которые бы позволили выявить определенные количественные зависимости, характеризующие этот процесс.

На основании существующих представлений о гидро- и литодинамике верхней зоны шельфа и дифференциация слагающего подводный склон материала, и деформации дна происходят тогда, когда в процессе волнения развиваются придонные скорости со значениями, превышающими критические для той или иной фракции наносов. Изуче-

ние характера изменения волнения в процессе шторма и происходящих в этот период деформаций дна показало, что существует совершенно четкая взаимосвязь между интенсивностью переработки рельефа и энергией волнения в целом.

Эта взаимосвязь представляется в виде следующего выражения:

$$M = K | \lg E^* - \bar{c} |,$$

где M – это общая интенсивность деформаций рельефа независимо от знака происходящих изменений, т.е. суммарная переработка дна, учитывающего и размыв и аккумуляцию; E^* – энергия волнения; K и \bar{c} – коэффициенты, зависящие от влияния других факторов; \bar{c} – от состава наносов, их гидравлической крупности, что является определяющим для значения критических скоростей, при которых начинается движение материала в той или иной форме (массовое перемещение, частичное взвешивание, взвесь и др.), K – от характера изменения параметров волн во время шторма, т.е. от его структуры.

Известно, что каждое волнение имеет свою структуру. Параметры волн изменяются от минимальных к максимальным и снова к минимальным, что позволяет выделить три фазы шторма: развитие, стабилизацию и затухание. Выполненные исследования показали, что каждая фаза шторма имеет свою специфику и его результирующий рельефообразующий эффект в целом будет зависеть не только от силы шторма, но и от его структуры [1.6], т.е. от характера распределения энергии волнения по фазам, что определяется коэффициентом структуры

$$r = \frac{E_A^* + E_S^*}{E_R^*},$$

где E_A^* , E_S^* и E_R^* – соответственно энергии в каждую фазу. На основании данных натуральных наблюдений [11] были получены определенные значения коэффициента r , при которых в результате действия конкретных волнений на подводном склоне будут преобладать размыв или аккумуляция (табл. 1).

Параметр I в табл. 1 отражает результирующий рельефообразующий эффект волнения. Его значение рассчитывается с помощью следующего выражения:

$$I = \frac{\Sigma(+\Delta H) + \Sigma(-\Delta H)}{N},$$

где ΔH – изменения отметок дна, N – количество точек измерений деформаций дна на исследуемом участке.

Поскольку минералогическая сепарация во время шторма, как и деформации дна, происходит под действием тех же активных факторов, то этот процесс также непостоянен во времени и его также следует рассматривать дифференцированно, в соответствии с фазами волнения. Действительно, в начальный период шторма, когда наблю-

Таблица 1
Рельефообразующий эффект различных по структуре волнений

Относительная роль фазы затухания (E_R^* , %)	γ	Слабые и умеренные волнения	Значительные и сильные волнения
<45	>1,2	Размыв	Размыв
~45	<1,2	~0	Размыв
~45-50	<1,2-1,0	Слабая аккумуляция	~0
~50-60	<1,0-0,7	Аккумуляция	Слабая аккумуляция
>60	<0,7	Аккумуляция	Аккумуляция

даются наиболее четкие взаимосвязи между непосредственным воздействием волнения и переработкой рельефа и происходит размыв дна, дифференциация материала по удельному весу будет выражена наиболее четко, так как именно в фазы развития и стабилизации значения придонных скоростей максимальны. Поэтому в этот период при соответствующем составе материала возможно ожидать формирования очагов полезных компонентов.

В процессе затухания волнения параметры волн, а значит и гидродинамическая активность придонного слоя уменьшаются, что не благоприятствует дальнейшей сепарации тяжелых минералов и этот процесс ослабевает. Поскольку характерной особенностью динамики подводного склона в период затухания шторма является повышение дна, то образовавшиеся в его начале очаги полезных компонентов могут оказаться погребенными под слоем осевших наносов.

Исходя из полученных соотношений (табл. 1), можно предположить, что в результате действия волнений с длительной фазой затухания, когда значения $\gamma \leq 0,07$, образовавшиеся в процессе шторма необходимой силы очаги концентраций могут быть захороненными под значительным слоем наносов и размыв их будет возможен только при действии последующих штормов большей силы. Если же относительная роль фазы затухания мала, т.е. значения $\gamma > 1,2$, слой наносов, в котором происходила интенсивная сепарация материала по удельному весу, очевидно, не будет захоронен под мощной толщей наносов, поскольку она не успеет образоваться в течение короткой фазы затухания. При последующем шторме с самого начала обогащенный слой вновь будет подвергнут размыву и процесс сепарации продолжится, что приведет к увеличению мощности этого очага.

Эта гипотетическая схема подтверждается данными натуральных наблюдений. На рис. 1 и 2 приведены примеры, которые показывают, каким образом проявляется взаимосвязь между деформациями подводного рельефа, происшедшими в результате действия конкретных волнений, и изменением в содержании тяжелых минералов во фракции <0,1 в поверхностном слое осадков.

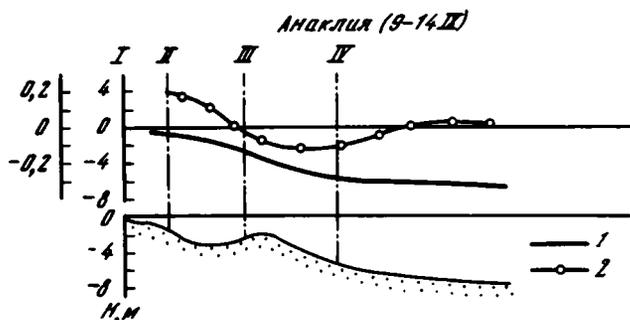
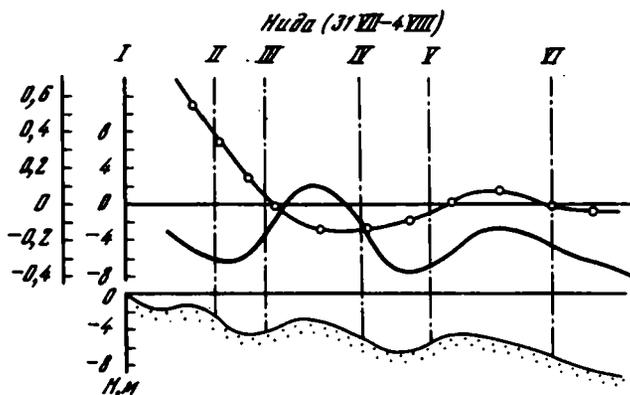
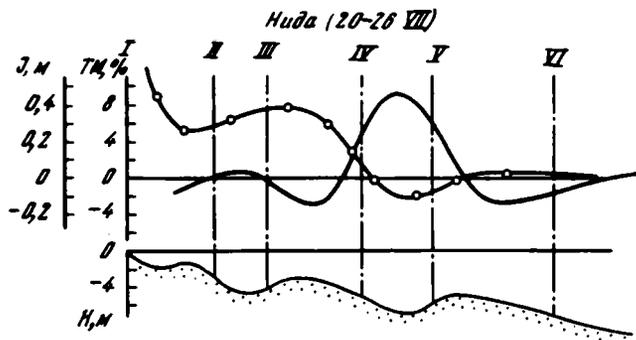


Рис. 1. Деформации дна и изменение содержания тяжелых минералов в результате действия штормов, благоприятствующих размыву подводного склона

1 - изменения рельефа (1); 2 - изменение содержания тяжелых минералов (ТМ)

I-II - прирезовая зона (включая первый вал); II-III - зона ложбины между первым и вторым валами; III-IV - зона второго вала; IV-V - ложбина между вторым и третьим валами; V-VI - зона третьего вала

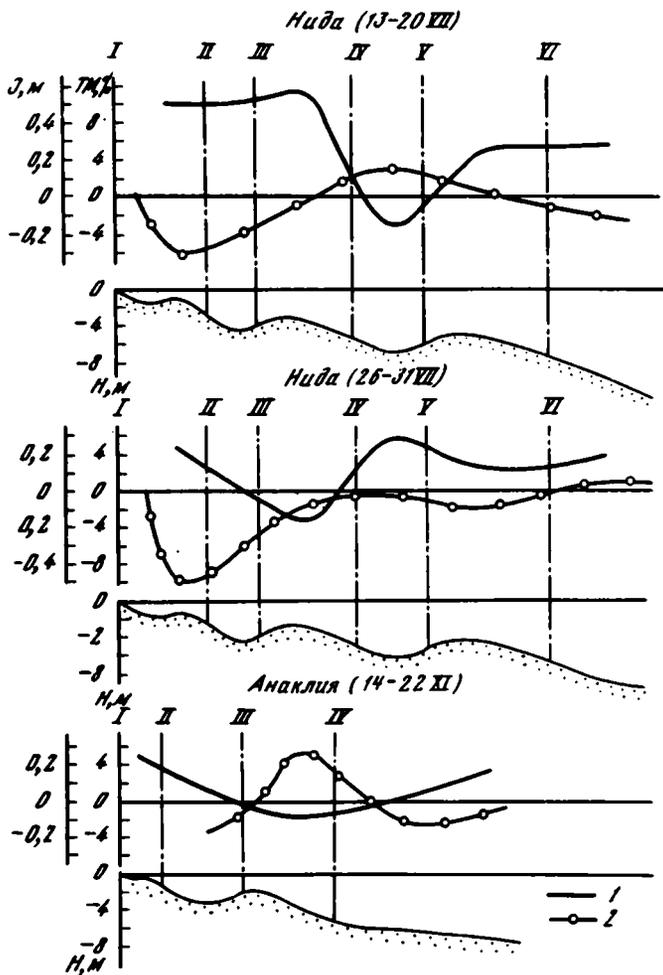


Рис. 2. Деформации дна и изменение содержания тяжелых минералов в результате действия штормов, благоприятствующих аккумуляции на подводном склоне. Условные обозначения см. на рис. 1

В каждом рассматриваемом случае анализируется период, отражающий результат действия одного или небольшой серии волнений, основные параметры которых приводятся в табл. 2.

Изменение содержания тяжелых минералов представлено на рис. 1 и 2 в виде разности до- и послештормового их содержания (в %) в среднем для рассматриваемых морфодинамических зон, границы которых показаны вертикальными линиями. Деформации рельефа выражаются посредством параметра [.

Таблица 2

Характеристика гидродинамических режимов в периоды наблюдений

Место и время наблюдения	Угол подхода волн к берегу (между нормалью и линией берега), градусы	Высота волн в фазу стабилизации, м	Продолжительность действия волнения, час.	Суммарная энергия волнения, усл.ед.	γ
Нида					
13-20. VII	40	1,0	97	356	0,4
20-26. VII	30	2,0	80	680	1,7
26-31. VII	20	2,0	55	831	1,1
31. VII -4. VIII	0	1,7	74	1169	0,9
Анаклия					
9-14. IX	0	1,0	72	841	2,0
14-22. IX	30	1,1	37	361	0,6

Анализ этих данных показывает, что в тех случаях, когда относительная роль начальных фаз волнений была высока, т.е. коэффициент структуры превышал значения 1,2 (или был близким к этому значению) и в рассматриваемых зонах подводного склона преобладал размыв (рис. 1), процентное содержание тяжелых минералов во фракции $< 0,1$ мм почти повсеместно возросло. Наиболее четко это прослеживается в самой верхней части подводного склона, где разница в содержании тяжелых минералов в отдельных точках может достигать 10%.

При этом если имеются значительные очаги аккумуляции, такие как, например, в ложбине между вторым и третьим валами (рис. 1а) или в зоне второго вала (рис. 1б), то содержание тяжелых минералов в них резко уменьшается. Выявляются также зоны, где, несмотря на сильный размыв, наблюдается уменьшение содержания тяжелых минералов, например на морском склоне второго вала (рис. 1,в) или в ложбине между вторым и третьим валами (рис.1,б), что, вероятно, связано с действием сильных штормовых течений, способствующих выносу не только легких, но и тяжелых частиц. Действительно, как показали наблюдения, выполненные во время волнения в период 31. VII-4. VIII (Балтийское море, Нида), именно в ложбине между вторым и третьим валами в придонном слое был зарегистрирован [9] сильный отток воды в море, который и мог явиться причиной выноса тяжелых частиц.

В тех же случаях, когда относительная роль фазы затухания волнения была высока, коэффициент структуры имел значения менее 1,2 и на подводном склоне произошла аккумуляция - содержание тяжелых минералов практически повсеместно уменьшилось (рис. 2). Локальное возрастание содержания тяжелой фракции прослеживается только на

некоторых участках с сохранившимися очагами размыва дна, вызванного вдольбереговыми течениями, например в ложбине между вторым и третьим валами (рис. 1,а), или на морском склоне второго вала (рис. 1,в) [9]. Такой характер изменений говорит о том, что даже если на подводном склоне в начальные фазы шторма и существовали условия, благоприятствующие минералогической сепарации, о чем свидетельствует наличие указанных участков повышенного содержания концентратов, то во время затухания волнения, при преобладающей роли этой фазы, они оказались погребенными.

Таким образом, выполненный анализ показывает, что прослеживается совершенно определенная тенденция во взаимосвязи рассматриваемых процессов: в результате действия штормов умеренной силы с коэффициентами структуры, превышающими значения 1,2, на подводном склоне преобладает размыв и в поверхностном слое наносов содержание тяжелых минералов повышается; действие умеренных волнений с коэффициентами структуры менее 0,7 благоприятствует аккумуляции на дне и захоронению образовавшихся во время начальных фаз шторма очагов тяжелых минералов, в связи с чем содержание их сравнительно с доштормовым уменьшается.

Можно совершенно определенно говорить о том, что наряду с таким энергетическим показателем, как сила волнения, важнейшим фактором в процессе возможного формирования очагов полезных компонентов на подводном склоне является также структура волнения. В связи с этим возникает необходимость учета структуры шторма в виде определенного режимного параметра γ при анализе поисковых признаков рассыпных месторождений прибрежно-морского генезиса в том или ином районе. Очевидно, устойчивые очаги концентратов значительной мощности будут характерны для регионов, где часты сильные штормы с короткой фазой затухания. Для регионов с большей повторяемостью волнений, отличающихся длительной фазой затухания, эта вероятность уменьшается. Следовательно, анализируя основные тенденции кратковременных деформаций дна в зависимости от характерного для данного региона гидродинамического режима и используя при этом полученные закономерности между интенсивностью и характером гидродинамического режима и деформации дна, можно судить о направленности современного процесса минералогической дифференциации в этом регионе, о перспективности развития образующихся очагов, о возможности и скорости их восстановления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айбулатов Н.А., Долотов Ю.С., Орлова Г.А., Юркевич М.Г. Некоторые черты динамики отмелого песчаного берега. - В кн.: Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М., "Наука", 1966.
2. Аксенов А.А., Невесский Е.Н., Павлидис Ю.А., Шербаков Ф.А. Вопросы образования прибрежно-морских россыпей. - "Труды Ин-та океанол. АН СССР", 1965, т. 76.

3. Волков П.А. Экспериментальное исследование механизма сортировки тяжелых минералов в береговой зоне моря. – "Труды Ин-та океанол. АН СССР", 1965, т. 76.
4. Волков П.А. Исследование сепарации морских наносов по плотности в береговой зоне. – "Труды МЭСИ", 1970, вып. 3, ч. 1.
5. Долотов Ю.С., Стаускайте Р.А. О штормовых изменениях в содержании тяжелых минералов на подводном береговом склоне (по материалам Восточной Балтики). – "Балтика", 1970, т. 4.
6. Кирлис В.И., Стаускайте Р.А., Янкевичуте-Мочякене С.А. Некоторые особенности кратковременных изменений в береговой зоне моря (на примере косы Куришо-Нерия). – В кн.: Новые исследования береговых процессов. М., "Наука", 1971.
7. Невеский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., "Наука", 1967.
8. Ульст В.Г. Накопления тяжелых минералов в современных прибрежно-морских отложениях. – В кн.: Теоретические вопросы динамики морских берегов. М., "Наука", 1964.
9. Филимонов А.И. Некоторые данные о вдольбереговых течениях. – В кн.: Исследование гидродинамических и морфодинамических процессов береговой зоны моря. М., "Наука", 1966.
10. Шербаков Ф.А., Павлидис Ю.А. Особенности распределения тяжелых минералов в береговой зоне моря. – "Океанология", 1962, т. 2, вып.4.
11. Юркевич М.Г. Кратковременные деформации рельефа подводного склона верхней зоны шельфа. – В кн.: Литодинамика, литология и геоморфология шельфа. М., "Наука", 1976.
12. Rao B. Beach erosion and concentration of heavy mineral sands. – "J. Sedim. Petrol.", 1957, v. 27, N 2.

ПАЛЕОГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ В ДРЕВНЕЧЕРНОМОРСКОЕ И НОВОЭВКСИНСКОЕ ВРЕМЯ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ЧЕРНОГО МОРЯ

В этой статье автор делает попытку воссоздать картину распределения ряда микроэлементов в донных отложениях Черного моря в древнечерноморское и новозэвксинское время, а также выявить элементы-индикаторы осадконакопления в определенное геологическое время. Исследовались древнечерноморские и новозэвксинские отложения, собранные на протяжении ряда лет (1964–1973 гг.) в экспедициях на НИС "Михаил Ломоносов", "Академик Вернадский", "Муксун", "Одесский университет", "Геохимик" практически по всей акватории Черного моря.

При выборе комплекса элементов и метода анализа на первом этапе мы стремились охватить широкую гамму элементов, включающую основные геохимические группы – литофильные, халькофильные и сидерофильные элементы, а именно: Zr, Ba, Sr, V, Be, Ni, Co, Ti, Cr, Mo, Mn, Pb, Cu, Ga. Метод анализа должен был удовлетворять требованиям быстроты, простоты, высокой чувствительности и необходимости определять в одних и тех же пробах одновременно многие элементы. Исходя из этих требований, мы остановились на приближенно-количественном эмиссионном спектральном анализе, который осуществляется на спектрографах ИСП-28 и СТЭ-1. Детально вопросы методики анализа, а также математической обработки результатов рассмотрены в работе А.Е. Бабинца с соавторами [2], поэтому в настоящем сообщении мы не будем касаться этих вопросов. Литолого-геохимические методы исследования, основанные на изучении распределения малых элементов в осадочных образованиях, впервые глубоко разработал Н.М. Страхов [5].

Условия, от которых зависит распределение малых элементов, сводятся к тому, что в водных потоках малые элементы перемещаются в составе обломков, во взвешях и в растворах. В зависимости от физико-географических особенностей среды осадконакопления и степени растворимости соединений элементов может преобладать та или иная форма переноса. Геохимическая подвижность элементов зависит от интенсивности химического выветривания в области сноса. В разные эпохи и в разных палеогеографических ситуациях агенты химического выветривания отличаются по составу, насыщенности и интенсивности. До начала переноса решающее значение имеет химическое выветривание на водосборе, а в процессе переноса – возможность сортировки обломочного материала.

Исходя из этих общих положений, остановимся вкратце на характеристике условий осадкообразования в Черном море в новозэвксинское и древнечерноморское время.

Северная часть водосборной площади этого бассейна приходится на Восточно-Европейскую платформу и характеризуется небольшими превышениями высот над уровнем моря, сглаженным рельефом и интенсивными эрозионными процессами. Отсюда в Черное море переносились основная масса растворенных веществ и некоторое количество взвесей. С запада, юга и востока к Черному морю примыкают молодые складчатые системы с сильно расчлененным рельефом, что обуславливает интенсивные денудационные процессы. Отсюда в Черное море поступает в виде взвесей и влекомых наносов большая часть терригенного обломочного материала. Естественно, что существенные различия в геологическом строении этих двух основных областей сноса вызывают и резкую разницу в химическом и петрографическом составе выносимого из них материала.

По А.Д. Архангельскому и Н.М. Страхову [1], новоэвксинский бассейн возник на месте карангатского моря, размеры его не оставались постоянными, в начале он занимал значительно меньшую площадь, чем современное Черное море, но в конце его береговая линия значительно приблизилась к современной. Воды его были сильно опреснены из-за отсутствия притока средиземноморских вод. Процесс отложения осадков в новоэвксинское время поэтому существенно отличался от такового в древнечерноморское время и на современном этапе.

После новоэвксинской эпохи наступила древнечерноморская, в течение которой уже формировались основные особенности рельефа дна и берегов Черного моря, так как очертания древнечерноморского бассейна почти совпадают с современными. Вследствие увеличения глубины проливов и притока соленых вод из Средиземного и Черного морей в конце древнечерноморского времени соленость повысилась до современной. Особенностью седиментогенеза в древнечерноморское время является начало появления в глубоководной котловине Черного моря сезонного накопления осадков с характерным чередованием терригенных глинисто-сапропелевых слоев с известковыми кокколитовыми.

Среднее содержание микроэлементов в донных осадках Черного моря

Возраст	Ва	Ti	Mn	γ	V	Cr
	10-2%			10 ⁻³ %		
Древнечерноморские отложения	0,25	11	2,3	2,2	13	9,5
Новоэвксинские отложения	0,5	9	1,5	0,9	7,2	4,3
Кларк для региона	2,1	11	2,2	2,1	12,9	9,6

Новоэвксинские отложения представлены серыми, разных оттенков слабо известковыми глинистыми однородными плотными илами, часто с черными прослойками и примазками ила, обогащенного гидротроилитом, редко встречаются прослойки известкового алевритового ила.

Древнечерноморские отложения представлены переслаивающимся черным сапропелевым микрослоистым вязким илом с серым, разных оттенков слабоизвестковым глинистым илом.

Анализ ионо-атомных радиусов рассматриваемых нами микроэлементов, возможность замещения ими основных химических элементов осадкообразующих минералов, а также изучение составленных В.И.Лебедевым [4] плеяд изоморфных элементов позволили сгруппировать микроэлементы следующим образом:

1) V, Cr, Mn, Mo, Ga, Be, Zr, Ti → Al, Si;

2) Ba, Sr, Pb, γ , γ → Na, K, Ca;

3) Cu, Ni, Co → Fe, Mg, S.

Микроэлементы первой группы могут частично изоморфно замещать Al и Si в алюмосиликатах, второй – Na и K в гидрослюдах и Ca в роговых обманках и кальците. Элементы третьей группы, кроме сорбции из поровых растворов органическим веществом, способны также к изоморфному замещению Fe и Mg и в сульфидах, и в роговых обманках.

Наряду с этим изучение рядов подвижности микроэлементов и анализ их корреляционных соотношений позволили определить ассоциации элементов, поступающих в область осадконакопления в виде взвесей (V, Cr, Zr, Be, Ga), взвесей и растворов (Ti, Mn, Ni, Pb, γ , γ) и истинных и коллоидных растворов (Cu, Mo, Co, Sr, Ba).

Для всех элементов подсчитаны их средние содержания (геохимический фон) в древнечерноморских и новоэвксинских осадках и выведены кларки в целом для региона (таблица).

Zr	Sr	Be	Pb	Ga	Ni	Co	Mo	Cu	γ
10 ⁻³ %		10 ⁻⁴ %					10 ⁻⁵ %		
5,3	34	2,2	2,1	9,8	46	11	29	29	2,2
2	25	0,6	0,4	5,6	19	6	16	20	0,9
5,4	33	2,2	1,7	9,3	44	11	26	27	2,1

В настоящем сообщении мы не будем рассматривать вертикальное и площадное распределение всех изученных микроэлементов, а остановимся лишь на тех элементах, которые в той или иной степени отражают палеогеохимию региона. К таким элементам относятся V, Cr, Mn, Cu, Co, Mo. Для указанных элементов, кроме Mo, построены карты их площадного распределения в натуральном осадке в древнечерноморское и новозевксинское время. Карты построены с помощью приставки для построения графиков и картосхем ЭВМ "Минск-22". При постановке задачи в основу положены картосхемы распределения указанных элементов в натуральном современном осадке [3] и большой числовой массив (2500 определений по каждому элементу) в древнечерноморских и новозевксинских отложениях.

Анализ построенных с помощью ЭВМ "Минск-22" картосхем показал, что границы распределения микроэлементов в первом приближении сходны во всех трех стратиграфических подразделениях. Различия отмечаются лишь в количественном соотношении элементов в горизонтах.

Ванадий и хром образуют участки минимального содержания в северо-западной части моря, в центральной части западной котловины моря и два пелагических пятна в восточной половине. На большей части дна наблюдается довольно ровный фон среднего содержания. Широкая полоса максимума проходит вдоль Малоазиатского побережья. Отмечаются также небольшие локальные участки максимумов в прибрежной зоне, в основном вблизи устьев рек и в пределах палеодельты. На площадное размещение этих элементов влияют два фактора: карбонатный разбавитель и влияние поступающего с побережья терригенного материала, содержащего эти элементы (рис. 1).

Марганец имеет сходную, на первый взгляд, картину распределения, однако в районе палеодельты Днепра, а также в области западной и восточной халистаз отмечаются максимальные содержания.

Картина распределения кобальта в донных осадках Черного моря существенно отличается от приведенных выше. Кобальт не тяготеет к определенным участкам побережья как источникам питания, а довольно равномерно рассеян по всей площади моря. Максимум его содержания находится во впадинах, в области халистаз. Связь распределения кобальта с побережьем проявляется лишь в виде небольших пятен повышенного содержания, разбросанных вблизи Кавказа. Такое относительно ровное распределение объясняется тем, что кобальт поступает в море в виде растворов и в осадок попадает вследствие химического осаждения. Пелагические максимумы связаны с сорбцией кобальта из морской воды и поровых растворов органическим веществом (рис. 2).

Медь в древнечерноморских и новозевксинских отложениях распределяется следующим образом. Пятна повышенного содержания обнаружены в палеодельте Днепра, в западной и восточной халистатиках, вблизи Кавказа и Крыма. Широкая полоса максимума проходит к



Рис. 1. Распределение (в $10^{-4}\%$) хрома в донных осадках Черного моря

1 - менее 100 в Q_4^2 менее 50 в Q_4^1 , менее 30 в Q_3^2 ; 2 - 100-200 в Q_4^2 , 50-150 в Q_4^1 , 30-50 в Q_3^2 ; 3 - более 200 в Q_4^2 , более 150 в Q_4^1 , более 50 в Q_3^2 ; границы распространения хрома в осадках: 4 - современных черноморских, 5 - древнечерноморских, 6 - новоэвксинских

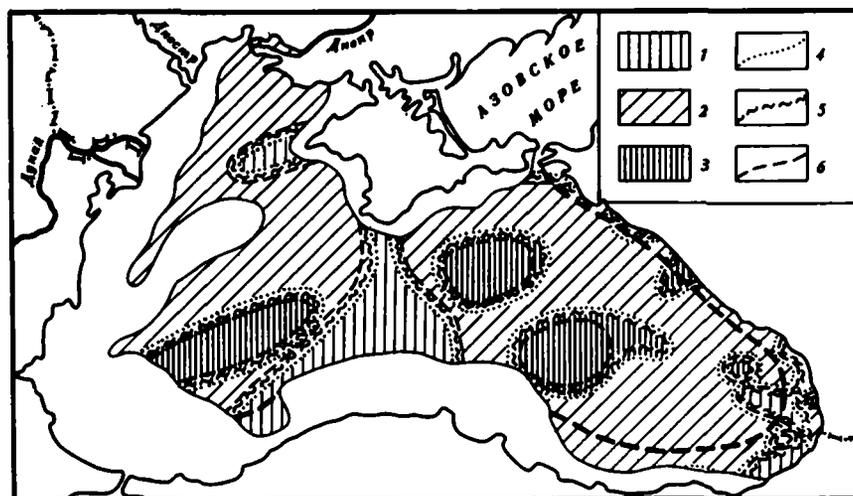


Рис. 2. Распределение (в $10^{-4}\%$) кобальта в донных осадках Черного моря

1 - менее 10; 2 - 10-20; 3 - более 20; границы распространения кобальта в осадках: 4 - современных черноморских, 5 - древнечерноморских, 6 - новоэвксинских

Малоазнатскому побережью и в южной части Кавказа, а участки минимального содержания отмечены в северо-западной части моря и в прибосфорской зоне.

При анализе вертикального распределения изученных элементов необходимо констатировать следующее. Ванадий и хром распределены более или менее равномерно в осадке, содержание их подчинено характеру механической дифференциации и закономерно увеличивается у ванадия с уменьшением размера частиц осадка, тяготея к грубопелитовой фракции, у хрома – к алевритовой фракции. При вертикальном распределении марганца мы наблюдаем плавные изменения концентрации по глубине. От литологического состава осадка, в отличие от предыдущих элементов, содержание марганца зависит весьма мало, а значительно больше – от наличия органического вещества. В вертикальном распределении меди, кобальта и молибдена решающее значение играет органическая составляющая осадка.

Наиболее ярким и характерным элементом-индикатором среды осадкообразования является молибден. В современных черноморских отложениях молибден отсутствует. Он появляется в древнечерноморских и новозевксинских отложениях. Среднее его содержание – 0,003% и максимальное – 0,005% определено в микрослоистой глине и известково-глинистом иле. Анализируя распределение молибдена с глубиной и по площади, можно отметить локальные изменения его концентрации внутри исследуемых осадков, происходящие без выноса или привноса данного элемента. Об этом свидетельствует изменение дисперсии при неизменном среднем сравниваемых фоновых содержаний. Так, геохимический фон в осадках переходной зоны от современных к древнечерноморским равен $24 \cdot 10^{-5}\%$ на широтном профиле и дисперсия составляет $55 \cdot 10^{-5}\%$. В этих же осадках по всему региону кларк остается равным 24, а дисперсия увеличивается до $66 \cdot 10^{-5}\%$. На меридиональных профилях в западной половине моря фон – 17, дисперсия – 63, в восточной половине фон – 17, дисперсия – 23. Таким образом, подтверждается факт, что молибден при диагенезе морских осадков перемещается в зоны, наиболее обогащенные органическим веществом.

Результаты проведенных исследований, анализ имеющегося фактического материала позволили сделать следующие выводы.

1. Анализ картин распределения элементов (Cr), поступающих в бассейн осадконакопления в виде взвесей, позволяет реконструировать пути поступления терригенного материала, а также восстановить питающие провинции палеобассейна.

2. Микроэлементы, поступающие в растворенном виде, фиксируют палеогидрологическую обстановку, помогают восстановить картину палеотечений.

3. Анализ всей гаммы микроэлементов позволяет в каждом конкретном случае выявить элементы-индикаторы, характерные для того или иного горизонта. В нашем случае таким специфическим элементом, характеризующим древнечерноморские отложения, оказался молибден.

4. Для более полных палеогеохимических реконструкций и палео-гидрогеологических условий среды осадконакопления необходимо выяснение соотношений при распределении микроэлементов в поровых растворах и твердой фазе донного осадка.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1938.
2. Бабинец А.Е., Митропольский А.Ю., Ольштынский С.П. Гидрогеологические и геохимические особенности глубоководных отложений Черного моря. Киев, "Наукова думка", 1973.
3. Глаголева М.А. К геохимии осадков Черного моря. - В кн.: Современные осадки морей и океанов. М., Изд-во АН СССР, 1961.
4. Лебедев В.И. Ионно-атомные радиусы и их значение для геохимии и химии. Изд-во ЛГУ, 1969.
5. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. М., Изд-во АН СССР, 1960.

МОЛИБДЕН И МЫШЬЯК КАК ИНДИКАТОРЫ СОВРЕМЕННОГО ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ (на примере Черного моря)

В данной работе рассматривается геохимия двух наиболее изученных [8, 9, 10, 11, 12, 13, 16] в Черном море редких элементов – молибдена и мышьяка – на фоне процессов формирования осадочной толщи в голоцене.

Для отображения общей картины распределения молибдена и мышьяка в толще глубоководных отложений подсчитаны их средние концентрации в новозевксинских, древнечерноморских и современных отложениях (табл. 1). Картина распределения молибдена и мышьяка становится более наглядной при пересчете данных на относительные концентрации, где за единицу принято содержание молибдена и мышьяка в глинистых осадках новозевксинских отложений. Полученные результаты (в пересчете на бескарбонатное вещество, генетически не связанное с Mo и As) приведены на рис. 1.

Как видно из рис. 1, начиная с глинистых осадков новозевксинских отложений содержание молибдена и мышьяка увеличивается и достигает максимума в древнечерноморских отложениях. В пределах древнечерноморских отложений ярко выраженный максимум намечается в сапропелях. Содержание этих элементов в глинистых осадках этого возраста ниже, чем в известково-глинистых осадках современных отложений. В общих чертах распределение молибдена и мышьяка по вертикали осадков сероводородной зоны сходно с распределением других геохимически подвижных элементов: селена, кобальта, никеля, меди [4] – и отражает ряд взаимосвязанных явлений, имевших место при эволюции Черного моря в голоцене.

Как известно, новозевксинский бассейн по геохимическим характеристикам наддонной воды и осадков резко отличался от древнечерноморского и современного. Морская вода в новозевксинском бассейне была опресненной и аэрировалась до дна. Осадки содержали мало (менее 1%) органического вещества, и вследствие этого восстановительные процессы протекали в них очень слабо (свободный сероводород отсутствовал). Гидродинамический режим новозевксинского бассейна был значительно активнее современного, что выразилось в появлении в пелагиали грубодисперсного материала (песка, алевролита), а скорости осадкообразования превышали современные в 5–6 раз [6, 17].

Ослабленные процессы миграции молибдена и мышьяка на дне в составе органического вещества, отсутствие сероводородного заражения водной толщи (а, следовательно, невозможность участия Mo и As в сульфидообразующих реакциях), активное поступление грубообломочного материала, вызывающего разубоживание молибдена и мышьяка даже в пелагических областях бассейна – все это

Таблица 1

Среднее содержание молибдена (в $10^{-4}\%$), мышьяка (в $10^{-4}\%$) и $C_{орг}$ (в %) в стратиграфическом разрезе глубоководных отложений Черного моря (данные по 10 колонкам)

Стратиграфия* и возраст** от- ложений	Тип осадков	Mo		As		$C_{орг}$	
		Натураль- ное ве- щество	Бескар- бонатное вещество	Натураль- ное ве- щество	Бескар- бонатное вещество	Натураль- ное ве- щество	Бескар- бонатное вещество
Современные (от 2000 лет по настоя- щее время)	Глинисто-известко- вые ($CaCO_3$ до 40%)	22	29	4,2	8,0	3,02	5,61
		(10,4)	(12,6)	(1,1)	(1,7)	(4,0)	(6,4)
Древнечерноморские (от 7500 до 2000 лет)	Глинистые ($CaCO_3$ до 25%) Сапропелевые ($CaCO_3$ до 15%)	15	25	6,5	12,9	(2,69)	4,65
		(7,1)	(10,8)	(1,7)	(2,8)	(3,6)	(5,3)
		77	87	13,3	15,2	10,67	12,16
		(36,6)	(37,9)	(3,5)	(3,4)	(14,2)	(14,0)
Новоэвксинские (от 23 000 до 7500 лет)	Глинистые ($CaCO_3$ в среднем 15%)	2,1	2,3	3,8	4,5	0,75	0,87
		(1)	(1)	(1)	(1)	(1)	(1)

* По А.Д. Архангельскому и Н.М. Страхову [2].

** По Д. Уоллу и Б. Дейлу [18].

Примечание. В скобках представлены относительные концентрации элементов.

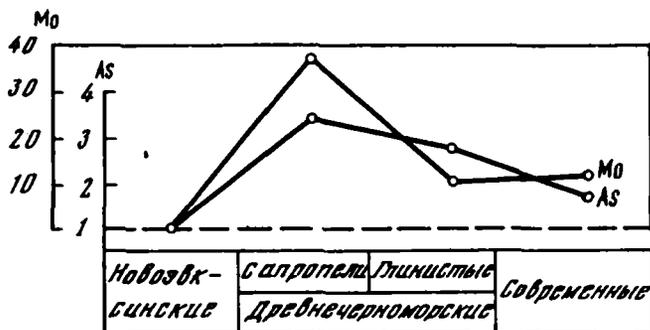


Рис. 1. Распределение молибдена и мышьяка (в расчете на бескарбонатное вещество) в стратиграфическом разрезе черноморских осадков в относительных концентрациях (содержание в новоэвксинских осадках принято за 1)

явилось следствием образования относительно низких концентраций молибдена в новоэвксинских отложениях.

Смена обстановки в Черном море в посленоэвксинское время сказалась и на поведении молибдена и мышьяка.

В настоящее время при исследовании Черного моря многие литологические и геохимические аспекты рассматриваются с точки зрения тех изменений в голоценовой истории Черного моря, которые явились следствием прорыва средиземноморских вод в новоэвксинский бассейн. Важным звеном в познании геохимической эволюции Черного моря в голоцене [5, 14] явились работы по определению молибдена в воде Средиземного и Мраморного морей. Этими работами было показано, что концентрация Mo в воде Средиземного моря значительно превышает максимальное его содержание в Черном море.

Как известно, доля средиземноморских вод, поступающих через Босфор, велика в водном балансе Черного моря [1]. Поэтому естественно, что (как это показали наши расчеты) нижнебосфорское течение поставляет около 80% от общей массы вносимого в море молибдена (табл. 2). Именно нижнебосфорское течение обеспечило тот избыток привносимого в море молибдена, который аккумулировался в осадках Черного моря в посленоэвксинское время (рис.1). К сожалению, аналогичные данные по мышьяку в настоящее время отсутствуют.

Прорыв в древнечерноморский бассейн через Босфор соленой, а, следовательно, и более тяжелой средиземноморской воды, привел к вертикальной дифференциации водных масс по плотности [14]. Плотные средиземноморские воды, обогащенные молибденом, распространились в глубоководной части бассейна, вытеснив вверх воды менее соленые, но богатые биогенными элементами. В связи с этим в продуктивной зоне фитосинтеза сложились весьма благо-

Таблица 2

Баланс молибдена в Черном море (по водному балансу бассейна)

Приход			
Источник	Количество воды, км ³ /год	Концентрация Mo, мкг/л	Масса Mo, т/год
Речной сток	346	0,7	242
Нижнебосфорское течение	176	9,5	1670
Атмосферные осадки	119	?	?
Керченский пролив	53	3,0	159
Всего	694	-	2061

Таблица 2 (окончание)

Расход			
Источник	Количество воды, км ³ /год	Концентрация Mo, мкг/л	Масса Mo, т/год
Верхнебосфорское течение	340	3,2	1088
Испарение	332	?	?
Керченский пролив	32	3,2	102
Всего	704	-	1090

Примечание. Превышение прихода Mo над расходом Mo составляет 970 т/год.

приятные условия для обильного цветения фито- и развития зоопланктона. Планктон в процессе роста активно потреблял вместе с питательными элементами, как это видно из данных А.П. Виноградова [3], и мышьяк. Следствием роста биомассы в продуктивной зоне морской воды явилось образование в донных отложениях са-

пропелевидных илов с содержанием $C_{\text{орг}}$ от 10 до 20%. Однако не весь мышьяк, поглощенный организмами в процессе их жизнедеятельности, перешел в донные отложения, хотя корреляция между мышьяком и $C_{\text{орг}}$ в осадках в общих чертах сохранилась [8]. Часть мышьяка при минерализации организмов в процессе их опускания на дно вновь поступала в водную толщу бассейна и накапливалась в глубинных горизонтах.

Наблюдаемая корреляция молибдена с органическим веществом в восстановленных отложениях Черного моря и высокие его концентрации в иловой воде, отжатой нами из сапропелей [12], указывают, что связь как молибдена, так и мышьяка с органическим веществом также зарождалась еще в наддонной воде бассейна. Однако если для мышьяка – это результат биохимических процессов в зоне фотосинтеза, то для молибдена на первое место выступают адсорбционно-химические реакции взаимодействия его растворимых форм с реакционноспособными группами минерализованного органического вещества. В пользу этого довода свидетельствуют наши расчеты, по которым степень накопления молибдена морскими организмами (планктоном) в процессе их жизнедеятельности невелика и составляет 0,8% от общего содержания молибдена в органическом веществе осадка [16].

Следующим этапом в эволюции Черного моря явилось возникновение свободного сероводорода сначала в осадках, а затем в наддонной воде. По мере увеличения концентрации сероводорода в глубинах водной толщи создавались благоприятные условия для вывода растворенных молибдена и мышьяка в осадки в виде сульфидов. Итогом этого процесса явилось распределение молибдена и мышьяка в воде современного Черного моря (табл. 3, рис. 2).

Как видно из рис. 2, молибден и мышьяк распределяются по вертикали водной толщи неравномерно, в отличие от нормально-аэрированных бассейнов, например Тихого океана и областей Средиземного моря, лишенных влияния распресненных черноморских вод [5, 7, 15]. У обоих элементов в воде Черного моря наблюдается уменьшение растворимых форм в сероводородной зоне. У молибдена понижение содержания отмечается сразу же с появлением в воде сероводорода, с горизонта примерно 200 м, у мышьяка этот процесс заметен только с горизонта 1000 м, т.е. там, где концентрация сероводорода принимает максимальные значения.

По мере увеличения концентрации сероводорода содержание молибдена и мышьяка уменьшается и между ними устанавливается обратная зависимость. Механизмом, приводящим к уменьшению растворимых форм молибдена и мышьяка в присутствии сероводорода, является процесс соосаждения его с коллоидными сульфидами железа, поскольку Eh и Ph морской воды, а также содержания этих элементов не позволяют образовать самостоятельного сульфида [13].

Таким образом, с одной стороны, минерализация огромной массы отмерших организмов стимулировала накопление мышьяка, а

нижнебосфорское течение – накопление молибдена в глубинах моря в древнечерноморское время, с другой – смена кислородного режима на сероводородный создала благоприятные условия для перехода растворимых форм молибдена и мышьяка в осадки вместе с сульфидами железа. При этом образование максимальных содержаний молибдена и мышьяка в сапропелевых илах произошло в основном в результате двух параллельных процессов: миграции молибдена и мышьяка в осадки в составе органического детрита и вывода их из растворов сероводородной зоны активными компонентами взвеси, среди которых, по-видимому, важную роль играли гидрогенные сульфиды железа.

Однако запас биогенных элементов, поддерживающий бурный рост планктона в древнечерноморское время, был ограничен. Расходование питательных солей привело к снижению биологической продуктивности в верхнем слое морской воды. Это повлекло за собой обеднение осадков органическим веществом, а следовательно, молибденом и мышьяком. Более того, в воде сероводородной зоны, после перевода в осадки из растворов избытка гидрогенных молибдена и мышьяка в форме сульфидов, наступило динамическое равновесие между молибденом и мышьяком, поступающими в водную толщу Черного моря и мигрирующими из нее в осадки. Мощный источник поступления молибдена в бассейн – нижнебосфорское течение – дейст-

Таблица 3

Распределение (в мкг/л) молибдена и мышьяка в водной толще Черного моря

Горизонты отбора проб, м	Mo (средние данные по 14 станциям)	As (средние данные по 8 станциям)
0	3,2	3,8
100	3,2	3,5
200	-	4,2
500	2,1	4,3
1000	1,5	5,1
1500	1,1	4,7
1800	-	4,0
2000	1,1	2,9
2200	1,0	-

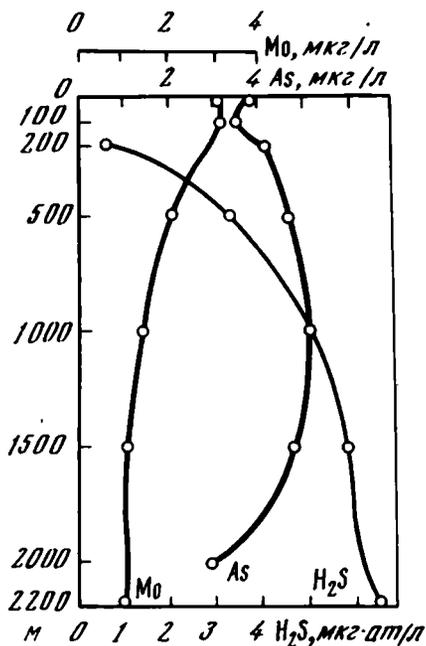


Рис. 2. Распределение молибдена, мышьяка и сероводорода в водной толще Черного моря

вует и в настоящее время, поэтому в вертикальном разрезе голоценовых отложений мы не наблюдаем снижения содержаний молибдена при переходе от глинистых осадков древнечерноморских отложений к аналогичным осадкам современных отложений (см. рис. 1).

Для мышьяка такого энергичного и постоянно действующего источника, каким является нижебосфорское течение для молибдена, мы пока не обнаружили. Возможно, его и не существует, ибо не наблюдается снижения содержаний мышьяка от древнечерноморских отложений к современным.

Таким образом, поведение молибдена и мышьяка не только вписывается в общую схему эволюции Черноморского бассейна в голоцене, но делает ее более яркой и убедительной. Распределение этих элементов в стратиграфическом разрезе верхнечетвертичных осадков полностью совпадает с особенностями их поведения в наддонной воде с той поры, когда вследствие поступления тяжелых средиземноморских вод в Черноморскую котловину началось сероводородное заражение глубоководной части моря и цветение планктона в зоне фотосинтеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексин О.А. Химия океанов. Л., Гипрометиздат, 1966.
2. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1938.
3. Виноградов А.П. Геохимия рассеянных элементов морской воды. - "Успехи химии", 1944, т. 13, вып. 1.
4. Волков И.И. Основные закономерности распределения химических элементов в толще глубоководных осадков Черного моря. - "Литол. и полезн. ископ.", 1973, № 2.
5. Волков И.И., Соколова Е.Г., Тихомирова А.А., Пилипчук М.Ф. Молибден в воде Атлантического океана и Средиземного моря. - "Геохимия", 1973, № 3.
6. Дегенс Э.Т., Хант Д.М. История черноморского бассейна за последние 25 000 лет. - Тезисы докладов на Международном геохимическом конгрессе. М., "Наука", 1971.
7. Пилипчук М.Ф. Распределение молибдена в воде Тихого океана. - "Геохимия", 1971, № 2.
8. Пилипчук М.Ф. Новые данные о распределении мышьяка в воде Черного моря. - "Геохимия", 1974, № 2.
9. Пилипчук М.Ф. Геохимия мышьяка в Черном море. - В кн.: Юбилейный сборник ЮО ЮО АН СССР. М., "Наука", 1975.
10. Пилипчук М.Ф., Волков И.И. Распределение молибдена в современных осадках Черного моря. - "ДАН СССР", 1966, т. 167, № 5.
11. Пилипчук М.Ф., Волков И.И. Молибден в воде Черного и Азовского морей. - "Геохимия", 1967, № 8.
12. Пилипчук М.Ф., Волков И.И. Геохимия молибдена в Черном море. - "Литол. и полезн. ископ.", 1968, № 4.
13. Пилипчук М.Ф., Севастьянов В.Ф. Мышьяк в современных осадках Черного моря. - "ДАН СССР", 1968, т. 179, № 3.
14. Страхов Н.М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене. - "Литол. и полезн. ископ.", 1971, № 3.

15. Сугавара К. Некоторые микроэлементы в Мировом океане. - В кн.: Проблемы геохимии. М., "Наука", 1965.
16. Piliplchuk M.F., Volkov I.I. Behaviour of molybdenum in processes of sediment formation and diagenesis in the Black Sea. - In: *The Black Sea: its geology, chemistry and biology.* - "Amer. Assoc. Petrol. Geol.", USA, 1974.
17. Ross D.A., Degen E.T., MacLoaine I. Black Sea. Recent sedimentary history. - "Science", 1970, v. 170, N 3954.
18. Wall D., Dale B. Dinoflagellates in Late Quaternary Deepwater sediments of the Black Sea. - In: *The Black Sea: its geology, chemistry and biology.* - "Amer. Assoc. Petrol. Geol.", USA, 1974.

ВЛИЯНИЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ВОДНО-ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЗОНЫ ЧЕРНОГО МОРЯ

Материалом для наших исследований послужили колонки донных осадков, поднятые грунтовыми трубками в глубоководной зоне Черного моря во время рейсов (1964–1973 гг.) исследовательских судов АН УССР "Михаил Ломоносов" и "Академик Вернадский".

На влажных образцах донных осадков определены удельный и объемный вес, весовая влажность, коэффициенты фильтрации и пористость, пластическая прочность, изучен гранулометрический состав, карбонатность, химический состав поровых вод и твердой фазы, а также содержание $C_{орг}$ и минеральный состав фракций $< 0,005$ мм.

Объемный и удельный вес, влажность, пористость, водопроницаемость и пластическая прочность донных осадков связаны между собой функциональными или корреляционными зависимостями. Но все эти свойства зависят от состава и свойств поровых вод. Исходя из этого, совокупность перечисленных параметров определяющих основные свойства естественного осадка, мы в дальнейшем изложении будем называть для краткости водно-физическими свойствами.

С момента отложения на дне осадок включается в процесс диагенеза, приводящий к упрочнению структуры и непрерывному изменению водно-физических свойств осадка во времени. При диагенетическом уплотнении прежде всего изменяется влажность осадка, а также его пористость.

Твердые частицы постепенно перераспределяются в сторону более плотной упаковки. Между частицами осадка развиваются более прочные связи. Основная направленность этих изменений в настоящее время изучена и может быть оценена. Предметом нашей работы являлось исследование влияния вещественного состава осадочного материала и условий осадкообразования на формирование основных водно-физических свойств черноморских осадков при диагенетическом уплотнении.

Прежде чем перейти к рассмотрению полученных результатов, остановимся на имеющихся в литературе сведениях относительно формирования водно-физических свойств морских донных осадков [1–6, 9, 12].

В большинстве опубликованных работ развиваются положения, что водно-физические свойства, формирующиеся в процессе диагенеза морских осадков, являются важными чувствительными показателями изменения состава и строения структурных элементов осадка

в процессе диагенеза, характера их взаимодействия с поровой водой и природы структурных связей между частицами. Отмечаются различия между свойствами современных, древнечерноморских и новоэвксинских отложений. Было показано также наличие общей тенденции изменения свойств отложений по глубине и во времени. В колонках глубоководных отложений прослеживаются уменьшение влажности и пористости с глубиной, уменьшение гидрофильности, пластичности, содержания органического вещества, уменьшение минерализации поровых вод, увеличение пластической прочности, упругих свойств. Подобное изменение свойств свидетельствует о постепенном увеличении молекулярных сил сцепления между частицами твердой фазы в процессе медленного старения осадков.

В наших исследованиях мы руководствовались этими представлениями с учетом литологических особенностей осадков и взаимодействия твердой фазы с поровыми водами при геостатическом уплотнении слоя. При выполнении лабораторных исследований мы пользовались методиками, описанными в известных работах [7, 8, 10, 13]. Все виды лабораторных исследований производились в лабораториях отдела гидрогеологии Института геологических наук АН УССР под руководством и при участии авторов.

Среди изученных нами осадков были встречены следующие вещество-генетические типы: терригенные слабоизвестковые пелитовые илы (<30% CaCO_3), биогенно-терригенные известковые пелитовые илы (30-50% CaCO_3), биогенные (кокколитовые) сильно известковые илы (<50% CaCO_3).

Рассмотрим зависимость основных водно-физических свойств глубоководных осадков Черного моря от возраста и гранулометрического состава.

На рис. 1 и 2 изображены графики зависимости влажности W и объемного веса Δ осадков от содержания в них фракции <0,005 мм.

На этих графиках наиболее четко прослеживается зависимость от содержания фракции <0,005 мм у современных глубоководных осадков. Отмечаются уже установленные ранее для других морских бассейнов увеличение W и уменьшение Δ с увеличением содержания тонких фракций [6]. Такая зависимость находит свое объяснение с точки зрения физико-химической механики дисперсных систем [9].

Было установлено, что при известной, определенной для каждого вида осадка концентрации водной суспензии образуются объемные структуры, представляющие собой сплошную однородную сетку, связывающую воедино все глинистые частицы. В таких структурных осадках число и площадь контактов частиц минимальные, однако, несмотря на это, прочность сцепления частиц в местах связей достаточна, чтобы воспрепятствовать быстрому уплотнению осадка. Влажность структурного осадка, образующегося при наименьшей возможной концентрации твердой фазы, именуемая наибольшей влагоемкостью глинистых осадков, отражает способность к образованию наиболее рыхлой структуры. Таким образом, чем больше во взвеси и в осадке

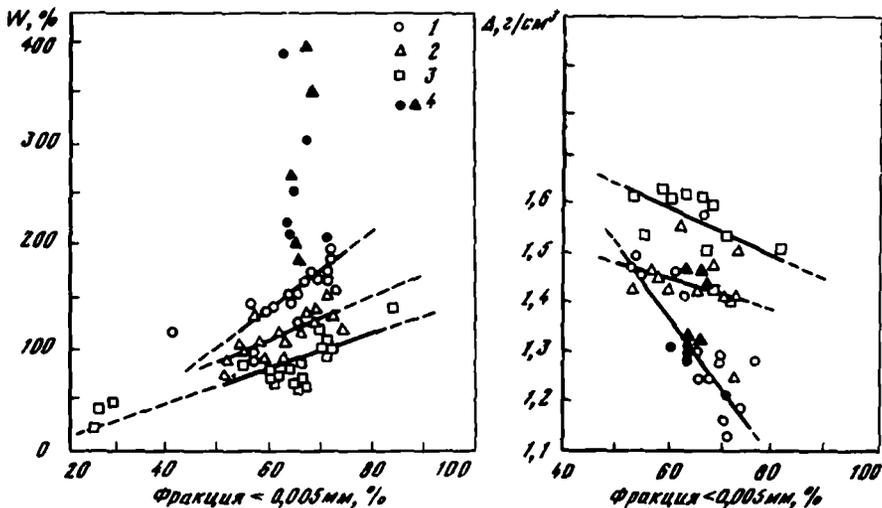


Рис. 1. Зависимость влажности осадков (W) от содержания фракции $<0,005$ мм

Отложения: 1 - современные, 2 - древнечерноморские, 3 - новоэвксинские, 4 - с повышенным содержанием $C_{\text{орг}}$

Рис. 2. Зависимость объемного веса осадков (Δ) от содержания фракции $<0,005$ мм. Условные обозначения см. на рис. 1

гидрофильных, коллоидно-дисперсных минералов, в основном и представляющих фракцию $<0,005$ мм, тем выше влагоемкость таких осадков и меньше объемный вес. Такие осадки обладают наиболее рыхлой структурой. Такими свойствами обладают современные осадки, у которых все свойства с глубиной изменяются быстрее, чем у претерпевших диагенетические изменения древнечерноморских и новоэвксинских отложений.

Палеогеографические условия, определявшие осадконакопление в древнечерноморском бассейне [1], привели к тому, что древнечерноморские отложения отличаются от других горизонтов некоторыми особенностями. Они не полностью пептизируются пирофосфатом натрия, что ведет при гранулометрическом анализе к искусственному увеличению содержания фракции $0,01$ мм. Для них характерно большое количество органического вещества [11]. Повышенное содержание органического вещества отмечается и в современных кокколитовых сильно известковых пелитовых илах, отлагающихся на глубоководной аккумулятивной равнине [5].

Для современных и древнечерноморских осадков, обогащенных органическим веществом, намечается зависимость между W и содержанием частиц $<0,005$ мм, обратная той, что имеет место в бедных органическим веществом осадках. Причина здесь кроется, во-

первых, в прямой взаимосвязи содержания $C_{\text{орг}}$ с содержанием суммы фракций 0,01-0,005 и 0,05-0,001 мм, которая при анализе увеличивается из-за неполной пептизации богатых органическим веществом осадков. Во-вторых, это происходит, возможно, из-за того, что кокколитофориды, составляющие основную массу этих фракций, являются в то же время и поставщиками органического вещества.

Интересно, что сходство палеогеографических особенностей условий накопления древнечерноморских илов и современных осадков привело к тому, что диапазон колебания значений их влажности почти одинаков (от 80 до 400% в первом случае и от 100 до 400% - во втором). В то же время диапазон колебания влажности новоэвксинских отложений, имеющих незначительное содержание органического вещества, гораздо меньше (40 - 140%).

Палеогеографические условия привели, вероятно, и к увеличению разброса точек на графике для древнечерноморских отложений. Но и здесь довольно четко можно выделить области современных, древнечерноморских и новоэвксинских отложений. Причем наибольшим размахом значений Δ наряду с современными (1,10 - 1,5 г/см³) характеризуются глубоководные отложения древнечерноморского бассейна (1,25 - 1,55 г/см³). Размах значений Δ глубоководных новоэвксинских отложений - 1,40 - 1,63 г/см³.

Тесно связан с влажностью и объемным весом водонасыщенных осадков их коэффициент пористости ϵ . Он рассчитывается по формуле

$$\epsilon = \frac{W\Delta}{(1+W)\gamma - W\Delta},$$

где γ - удельный вес поровой воды. На фоне повсеместного уменьшения с глубиной в слоях, обогащенных тонкими фракциями и $C_{\text{орг}}$, происходит некоторое увеличение пористости.

Величины W, Δ, ϵ определяют основные свойства статического состояния осадка. Для характеристики относительного перемещения жидкой и твердой фаз пористой системы их уже недостаточно. Поэтому для случая фильтрации вводится коэффициент, характеризующий взаимодействие пористой среды с фильтрующей через нее жидкостью. Коэффициент фильтрации имеет размерность скорости, а его величина зависит, с одной стороны, от свойств пористой системы, а с другой - от вязкости жидкости. Методика измерения коэффициента фильтрации донных осадков и ее теоретическое обоснование изложены в работе А.Е. Бабинца с соавторами [2], в которых отмечена связь коэффициента фильтрации с литологией и с палеогеографическими условиями накопления изучаемых осадков.

Водопроницаемость осадков повышается при увеличении содержания крупнозернистых фракций. При этом коэффициент фильтрации осадков повышается. В ряде случаев он повышается в богатых органическим веществом тонкослоистых илах. Это, вероятно, связано с тем, что прослойки различного минерального состава, обуславливающие слоистую структуру этих илов, не выдержаны по простиранию,

что было установлено еще А.Д. Архангельским и Н.М. Страховым [1]. Каждый такой слой можно рассматривать как пространственную сетку, состоящую из узлов-сгущений, представляющих собой агрегированные при наличии относительно большого количества органического вещества тонкозернистые частицы, и пор-разрежений среди этих агрегатов.

В среднем коэффициент фильтрации исследованных нами отложений изменяется от 353 мм/год у новозавксинских до 650 мм/год у современных глубоководных осадков при средних коэффициентах пористости соответственно 4,68 и 2,01. Средний коэффициент фильтрации древнечерноморских осадков при среднем коэффициенте пористости 2,40 равен 449 мм/год. Между этими параметрами нами установлена функциональная зависимость.

Максимальные значения пластической прочности, как правило, приурочены к тонкослоистым илам, обогащенным органическим веществом. Неслоистые осадки, особенно в случае повышенной влажности, обладают минимальной пластической прочностью. На многих станциях было отмечено увеличение средних значений пластической прочности в нижней части колонок по мере уплотнения ядка.

Действительно, если у современных глубоководных осадков пластическая прочность составляет всего 17,4 – 58,5 г/см², то у древнечерноморских и новозавксинских отложений она, в среднем, увеличивается до 233 – 529 и 26 – 933 г/см² соответственно.

Итак, основными факторами, влияющими на водно-физические свойства глубоководных осадков Черного моря, являются литологические и диагенетические процессы. Первые два фактора являются определяющими для молодых осадков. Для более древних отложений значительную, а нередко и основную роль начинают играть диагенетические преобразования.

Так как эти основные факторы в конечном счете определяются палеогеографическими условиями осадконакопления, то тесно связанные с ними водно-физические свойства отложений могут быть использованы для реконструкции этих условий.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А.Д., Страхов Н.М., Геологическое строение и история развития Черного моря. М., Изд-во АН СССР, 1938.
2. Бабинец А.Е., Митропольский А.Ю., Ольштынский С.П. Гидрогеологические и геохимические особенности глубоководных отложений Черного моря. Киев, "Наукова думка", 1973.
3. Горькова И.М., Душкина Н.А., Рябичева К.Н. Изменение структурно-механических свойств четвертичных илов Черного моря в процессе диагенеза. – В кн.: К познанию диагенеза осадков. М., Изд-во АН СССР, 1959.
4. Горькова И.М., Рябичева К.Н. Опыт изучения структурно-механических свойств некоторых глинистых пород. – "Труды Лабор. гидрогеолог. проблем им. Саваренского", 1959, т. 22.

5. Дроздова Т.В., Кочнев А.В., Батурия Г.Н. Некоторые особенности компонентного органического вещества современных морских осадков. - "Геохимия", 1967, № 10.
6. Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М., "Наука", 1974.
7. Методическое пособие по инженерно-геологическому изучению горных пород. Изд-во МГУ, 1968.
8. Петелин В.П. Гранулометрический анализ морских донных осадков. М., "Наука", 1967.
9. Ребиндер В.П. Структурно-механические свойства глинистых пород и современные представления физико-химии коллоидов. - Труды Совещания по инженерно-геологическим свойствам горных пород и методы их изучения, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1956.
10. Унифицированные методы анализа вод. М., "Химия", 1971.
11. Флоровская В.Н., Гурский Ю.Н. Органическое вещество в глубоководных осадках Черного моря. - "Океанология", 1965, № 8.
12. Формирование инженерно-геологических свойств глинистых пород в процессе литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1963.
13. Чаповский Е.Г. Лабораторные работы по грунтоведению и механике грунтов. М., "Недра", 1966.

ЛИТОЛОГИЯ И ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ БЕЙСУГСКОГО ЛИМАНА АЗОВСКОГО МОРЯ

Бейсугский лиман располагается в восточной части Азовского моря. Исследованию подверглись четвертичные глинистые отложения лимана на глубину до 30 м. Образцы отбирались специальным грунтоносом из 10 скважин, пробуренных с понтона на акватории. Свойства илов исследовались также непосредственно в грунтовой толще с помощью сдвигомера-крыльчатки СК-8 и зондового пенетрометра П-4.

Вскрытая скважинами четвертичная толща представлена неуплотненными (книзу слегка уплотненными) текучими и скрытотекучими глинистыми илами, а с глубины 5-6 м (реже 8-9 м) от дна лимана - голубовато- и зеленовато-серыми туго- и мягкопластичными глинами с включением битой ракуши и алевритовыми и песчано-алевритовыми прослоями.

В результате лабораторных исследований 110 монолитов были получены данные о составе, плотности, пористости, прочности и сжимаемости глинистых отложений на различных глубинах. Исследования структуры выполнялись по микроснимкам, полученным на сканирующем микроскопе Geol-2 (Кафедра грунтоведения и инженерной геологии МГУ), а также на сканирующих микроскопах Cambridge и Fillips. Для интерпретации растровых микроснимков использовалась специальная установка, включающая передающее и приемное устройства фототелеграфа, блок преобразователя и счетчик импульсов. При помощи установки на снимках выделялись несколько фотометрических уровней, соответствующих различным структурным элементам. Суммарная площадь микропор на каждом уровне определялась автоматически.

Гранулометрический состав исследовался ареометрическим методом с обработкой образцов пирофосфатом натрия. Результаты анализа показали, что глинистые отложения по степени дисперсности весьма однородны и относятся к выделенной И.М. Горьковой группе пылеватых пород, содержащих более 50% частиц размером от 0,05 до 0,005 мм. Содержание частиц менее 0,005 мм колеблется в пределах 30-50%, снижаясь в песчано-алевритовых прослоях до 7-20%. Фракция менее 0,001 мм составляет 25-30% (в верхних горизонтах илов - 16-20%) от состава.

Микроагрегатный состав определялся после суточного замачивания и двухчасового взбалтывания образцов в дистиллированной воде. Коэффициенты агрегированности определялись по отношению процентного содержания частиц менее 0,005 и 0,001 мм в гранулометрическом и микроагрегатном составе. По классификации И.М. Горьковой, илы верхних горизонтов (1-3,5 м) относятся к ти-

лу отложений со стабилизационными структурами (коэффициент агрегированности для частиц менее 0,001 и 0,005 мм равен 1). На растровых микроснимках образцов илов хорошо видно их раздельно-частичное сложение. Илы нижних горизонтов и подстилающие их глины характеризуются пластифицированно-коагуляционными структурами (коэффициент агрегированности для частиц менее 0,001 мм не превышает 2,2, а для частиц менее 0,005 мм - 1,3).

Однако отдельные прослой глины (в интервалах 7-8, 20-22 м от поверхности дна) характеризуются стабилизационными структурными связями. В этих прослоях содержание электролитов снижается до 0,1-0,3%, тогда как в отложениях, характеризующихся пластифицированно-коагуляционными структурами, содержание электролитов колеблется от 0,4 до 0,7%. В менее агрегированных прослоях содержание фракции менее 0,001 мм снижается до 20-22%, а менее 0,005 мм - возрастает до 50%.

Дифрактометрические исследования показали, что минералогический состав глинистых минералов по всему разрезу одинаков: гидрослюда, смешанослойные образования, монтмориллонит, каолинит, хлорит. В составе фракции менее 0,001 мм преобладают диоктаэдрические гидрослюды. Содержание их по разрезу колеблется от 38-40 до 50-51% от состава фракции. Содержание смешанослойных образований по разрезу колеблется от 27 до 42%, монтмориллонита - в пределах 10%, а каолинита и хлорита - от 12-15 до 20%.

По количественному соотношению глинистых минералов в микронной фракции разрез можно разделить на две части. До глубин 6-7 м суммарное содержание каолинита и хлорита достигает 20%, тогда как в более глубоких горизонтах количество этих минералов не превышает 12-14%. Монтмориллонит в верхних горизонтах натрий-кальциевый, с глубин 6-7 м преобладает кальций-монтмориллонит. Количество смешанослойных образований изменяется от 27-30 до 40-42% фракции, при этом в обменном комплексе увеличивается роль Ca^{2+} . В микронной фракции образцов, отобранных ниже 6-7 м, повышается железистость гидрослюд. Указанные различия в составе могут быть обусловлены изменением условий седиментогенеза, в частности значительным перерывом в осадконакоплении, приуроченным к глубине 6-7 м. Последнее подтверждается характером обломков на этих глубинах и увеличением включений битой ракушки. Карбонатность образцов, отобранных с 6-7 м, возрастает до 17,96 - 19,73%, уменьшаясь в верхних горизонтах до 10,20% - 12,58%.

Удельный вес изученных образцов в среднем равен 2,75. Уменьшение значений удельного веса на глубинах 2-4 м до 2,60 - 2,65 связано, очевидно, с увеличением S_{org} от 0,22 - 0,27% в нижних горизонтах до 1,33 - 1,50% в верхних.

Величина объемного веса (γ) отложений колеблется от 1,70 до 2,22 г/см³, увеличиваясь в целом сверху вниз. По величине γ можно выделить три группы отложений. В первую группу с γ до 1,70 г/см³ входят илы верхних горизонтов (0-3,5 м), во вторую

с у до $1,80 \text{ г/см}^3$ — илы нижних горизонтов (3,5–6 м). Третья группа включает глины, суглинки и супеси, подстилающие илы. Их γ изменяется от $1,90$ до $2,22 \text{ г/см}^3$.

Плотность четвертичных глинистых отложений последовательно увеличивается в иловой толще ниже 3,5 м и уменьшается в интервале глубин 18–20 м. В интервале глубин 6–18 м плотность остается практически неизменной. Увеличение плотности илов можно связать с гравитационным уплотнением и синерезисом при незначительной прочности естественных стабилизационных структур. Уменьшение плотности в интервале глубин 18–20 м обусловлено изменением фациальных условий накопления осадков. Отсутствие тенденции к уплотнению отложений в значительном интервале глубин (6–18 м) обусловлено ролью цементационных связей.

Средние значения коэффициентов пористости изменяются от 2,20 (верхние горизонты илов) и 1,71 (нижние горизонты илов) до 0,802 (глины в интервале глубин 6–18 м) и 0,95 (глинистые отложения в интервале 18–20 м).

Естественная влажность верхних горизонтов илов колеблется в пределах 50–80%, нижних — 35–45%. Влажность подстилающих илов глины остается в интервале глубин 6–18 м почти постоянной, изменяясь от 26 до 28%. В интервале глубин 18–20 м влажность увеличивается до 30–35%.

Резкому изменению пористости илов до 3,5 м и глубже не отвечает исследованное с 3-кратной повторностью изменение микропористости. Коэффициенты микропористости ($K_{мп}$) верхних горизонтов илов (до 3,5 м от поверхности дна) на выделенных на микроснимках двух фотометрических уровней составляют 56,9 и 23,4%. Ниже, на горизонтах 3,5; 4,5 и 7,5 м, средние значения $K_{мп}$ равны соответственно 37,6 и 12%, 38,3 и 11%, 62,7 и 10%. Следовательно, диагенетическое уплотнение происходит только за счет крупных пор.

При нерезком уменьшении пористости и практической неизменности микропористости илов горизонта от 3,5 до 6,0 м прочность их в этом интервале книзу значительно возрастает, по данным опробования сдвигомером-крыльчаткой СК-8 сопротивление сдвигу увеличивается от 0,008 – 0,012 до 0,025–0,03 МПа. Возрастание прочности илов следует связывать с формированием начальных сравнительно прочных цементационных структурных связей в присутствии соединений железа и алюминия. Роль соединений железа в структурообразовании илов весьма велика. Это подчеркивается сравнением полученных нами (с помощью встроенного в растровый электронный микроскоп Сатебах бездисперсионного спектрометра) растровых изображений участков образцов илов в характеристическом рентгеновском излучении F_{α} . Плотность участков с соединениями железа на микроснимках образцов илов с горизонта 5–7 м вдвое выше, чем на снимках образцов с глубин 3–4 м. При этом равномерность распределения соединений железа книзу значительно увеличивается.

Прочность илов нижних (3,5–6 м) горизонтов, определенная по результатам ускоренного сдвига образцов естественной плотности – влажности, характеризуется значениями сцепления, изменяющимися по разрезу от 0,002 – 0,004 МПа на горизонте 3,5 м до 0,01 – 0,025 МПа на горизонте 6 м, и углами внутреннего трения, колеблющимися в пределах 5–9°. Сжимаемость илов характеризуется величинами компрессионных модулей, изменяющимися в пределах 0,4–1,0 МПа.

Прочность и сжимаемость подстилающих илы глин в значительном интервале глубин (6–18 м) остается почти постоянной: компрессионные модули деформации изменяются в пределах 3,5–9,5 МПа. Сцепление и угол внутреннего трения, определенные по результатам ускоренного сдвига образцов естественной влажности, изменяются соответственно в пределах 0,03–0,065 МПа и 15–20°. Сжимаемость глинистых отложений в интервале глубин 18–20 м повышается, компрессионные модули снижаются до величин 1,5–5,0 МПа. Средние значения сцепления и угла внутреннего трения составляют 0,01 МПа и 17°.

Минерализация поровых растворов изученных отложений изменяется от 8,758 (в иловой толще) до 15,768 г/л (в глинистой толще). Состав поровых растворов в илах – хлоридно-натриевый, а в глинах – хлоридно-сульфатно-натриевый; pH растворов колеблется от 7,8 до 8,7, уменьшаясь в интервале глубин 6–7 м, т.е. в горизонте, связанном предположительно с перерывом в осадконакоплении. Минерализация в интервале глубин 6–18 м остается почти неизменной и несколько уменьшается в интервале 18–20 м.

Таким образом, в толще донных отложений Бейсугского лимана можно выделить четыре литогенетических зоны. К первой зоне приурочены илы верхних (до 3,5 м от поверхности дна) горизонтов, находящиеся в текучем состоянии и испытывающие первый этап диагенеза. Следующий этап диагенеза претерпевают илы нижних горизонтов (до глубины 6 м), находящиеся в текучем и скрытотекучем состоянии и приуроченные ко второй литогенетической зоне. Эти илы также сильно сжимаемы. По сравнению с илами верхних горизонтов, обладающими стабилизирующими структурными связями, эти отложения, как и подстилающие их глины, характеризуются в основном пластифицированно-коагуляционными структурами. К третьей зоне относятся туго- и мягкопластичные глины, подстилающие (в интервале 6–18 м) илы. Состав верхних горизонтов глин (6–7 м) указывает на перерыв в осадконакоплении. К четвертой зоне относятся мягкопластичные суглинки, переслаивающиеся с текучепластичными супесями и водонасыщенными песками (18–20 м). Плотность и прочность отложений этой зоны понижена. Ниже, до 28–30 м, вскрыты отложения, близкие по составу и свойствам к породам третьей зоны. По результатам предварительных спорово-пыльцевых и фаунистических определений отложения первой и второй зон отнесены к голоцену, третьей и четвертой – к плейстоцену.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СРЕДНЕГО И ЮЖНОГО КАСПИЯ

Водами Каспийского моря покрыты различные геоструктурные элементы: участки эпигерцинской платформы с мезокайнозойским осадочным чехлом в Среднем Каспии и область альпийской геосинклинальной зоны в его южной части. Различная тектоническая принадлежность отдельных регионов Среднего и Южного Каспия обуславливает характер его рельефа и особенности процесса осадконакопления. Рельеф платформенной части Среднего Каспия довольно спокойный, углы наклона материкового склона значительно меньше, чем в западной (геосинклинальной) его части. Дно впадины выположенное. Западная геосинклинальная часть впадины Среднего Каспия отличается более крутыми углами падения склона. Южная часть Каспийского моря, также лежащая в пределах альпийской геосинклинальной зоны отличается сильно расчлененным рельефом дна; в ее западной части располагается несколько меридионально вытянутых поднятий высотой до 500 м, а в восточной подобные поднятия протягиваются с северо-востока на юго-запад. Часто вершины поднятий увенчаны грязевыми вулканами.

Питание платформенной части моря осуществляется за счет выносов с водосборного бассейна Волги и абрази берегов восточной части Среднего Каспия.

Геосинклинальные области западного побережья Среднего Каспия находятся под влиянием выносов рек, текущих с Кавказских гор, а осадки южной части моря формируются выносами Куры, а также размывом выбросов грязевых вулканов и грязевулканических островов и банок.

Таким образом, для Каспийского моря характерно асимметричное поступление терригенного материала, так как сток осуществляется лишь с западного побережья, а волжский сток, поступающий с севера, циркулярным течением, идущим против часовой стрелки, прижимается к западному склону и далее круговым течением распределяется по всей Среднекаспийской котловине.

В западной части моря голоценовые отложения имеют большую мощность, но режим осадконакопления менее устойчивый. Происходит частая смена по вертикали типов донных отложений, на что оказывают влияние колебания в речном стоке, миграция существующих течений, а также образование суспензионных потоков и развитие подводных оползней. Особенности процессов приноса и последующего переноса материала на суше и в море определяют специфику минерального состава донных отложений Среднего и Южного Каспия.

Геологическое строение водосборных бассейнов Каспийского моря различно в петрографическом и возрастном отношении. Суммарный сток взвешенных наносов в Каспийское море составляет $128,75 \cdot 10^6$ т. Из них $29,78 \cdot 10^6$ т поступает с Русской платформы и Урала, $58,86 \cdot 10^6$ т – с Кавказа, Кура дает $25 \cdot 10^6$ т, а реки Ленкоранского района и Иранского побережья и р. Атрек дают $10,75 \cdot 10^6$ т, остальные мелкие реки – $3,96 \cdot 10^6$ т [3].

Таким образом, 23% всего количества взвешенных речных наносов поступает с платформы, а большая часть обломочного материала сносится с Кавказа и Эльбурса. От характера размываемых пород зависит состав приносимого в море материала.

Золотой принос в баланс алевритового материала осадков незначителен.

В южной части Каспийского моря грязевые вулканы являются не только количественными поставщиками материала, но влияют на изменение геохимической обстановки среды, способствуют образованию ряда аутигенных минералов, особенно пирита.

Эруптивные аппараты грязевых вулканов пересекают разновозрастные породы, поэтому выбрасываемый ими сопочный ил по своему минеральному составу не всегда одинаков.

Нами выделено три типа сопочного ила, отличающихся друг от друга по преобладающим минеральным компонентам. Грязевые вулканы являются поставщиками дополнительного кластического материала в осадках глубоководной части Южного Каспия. Они обогащают осадки прилежащих к ним склонов поднятий пиритом, роговой обманкой, пироксенами, гранатом, дистеном, сфеном, полевыми шпатами, кварцем и обломками пород. При пароксизмах извержений, а иногда и при спокойной деятельности грязевые вулканы выделяют природные газы, с которыми главным образом связано образование аутигенного пирита.

Нами исследовался минеральный состав новокаспийских и верхнехвалынских отложений. В составе последних выделяются мангышлакский (регрессивный) и дагестанский (трансгрессивный) горизонты. Наиболее детально изучены осадки новокаспийского возраста, которые пройдены большинством взятых колонок. В наших работах мы идем от более изученного к менее изученному, т.е. от молодых отложений к более древним.

Изменения минерального состава соответствуют выделенным в верхнечетвертичных отложениях стратиграфическим горизонтам, установленным по изменению гранулометрии и карбонатности осадков, по макро- и микрофауне: новокаспийские отложения, отложения мангышлакского и дагестанского горизонтов.

Был изучен минеральный состав более 100 колонок, взятых в глубоководной (на глубинах более 100 м) части Среднего и Южного Каспия (рис. 1). Исследовано около 500 иммерсионных препаратов алевритовой фракции и 50 дифрактометрических анализов и электронномикроскопических снимков глинистой фракции.

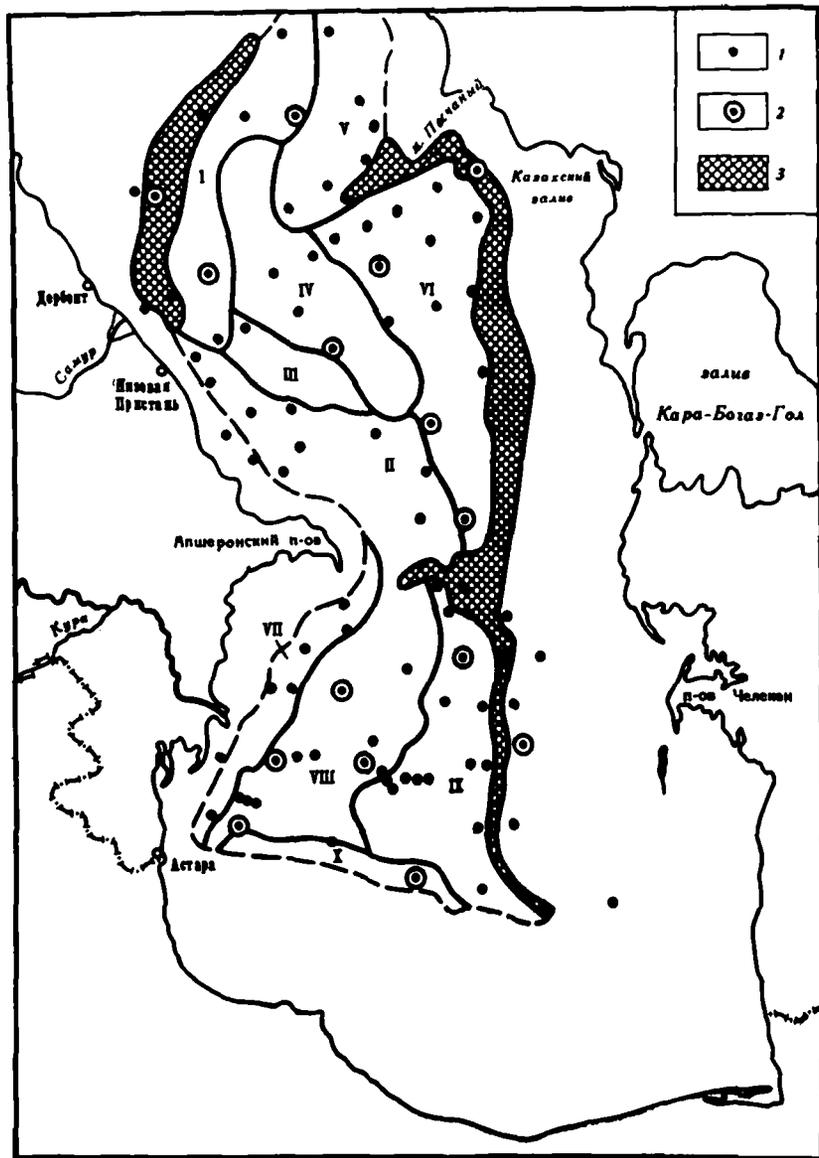


Рис. 1. Минералогические зоны новокаспийских отложений

Колонки, для которых выполнялся минералогический анализ фракций: 1 - алевритовой, 2 - глинистой; 3 - зона отсутствия новокаспийских отложений

Аллювиальная часть алевритовой фракции представлена 45 минералами, из них 35 компонентов тяжелой фракции и 10 – легкой. Основными характерными минералами тяжелой фракции являются пирит, слюда, эпидот, цоизит, магнетит, лимонит, роговые обманки, гранат, циркон, сфен, пироксены, турмалины, рутил, дистен, апатит, пикотит, кальцит, глауконит, лимонитизированные и измененные минералы. В составе легкой фракции основными минералами являются кварц и полевые шпаты. Кроме того, отмечаются большое количество обломков пород, мусковит, кальцит, хлорит, глауконит, вулканическое стекло, диатомы и их обломки, ракушка, спикулы губок, растительный детрит.

Из аутигенных минералов алевритовой фракции наибольшее значение имеет пирит, который является индикатором особенностей гидрологической и геохимической обстановки бассейна. Он характерен для отложений новокаспийского времени. Его присутствие в осадке связано с несколькими причинами: слабой гидродинамической активностью в районах тонкозернистых осадков, с существованием восстановительных условий на большей части площади бассейна, а также с частыми газовыми эманациями и размывом выбросов грязевых вулканов и коренных пород. Осадки западного склона Среднего Каспия и отдельные участки Южного обогащены лимонитизированными минералами. Кроме того, встречены аутигенный глауконит, кальцит и единичные зерна барита, ангидрита и сидерита.

Для выяснения закономерностей поведения отдельных минеральных компонентов алевритовой фракции новокаспийских осадков и отложений мангышлакского горизонта были составлены карты распределения основных минеральных компонентов [2]. На основе анализа содержания и особенностей распределения этих компонентов в пределах Среднего и Южного Каспия выделены минералогические зоны. Каждая зона отражает либо изменение количественных соотношений минералов во фракции, либо появление какого-либо нового минерала по сравнению с соседними районами.

По особенностям распределения минерального состава алевритовой фракции новокаспийских отложений в средней части Каспийского моря выделены следующие минералогические зоны (см. рис. 1).

I. Северная зона расположена в северо-западной части Среднего Каспия. Она характеризуется большим содержанием магнетита, устойчивых минералов, сфена, роговых обманок, пироксенов; эпидота и цоизита, а также присутствием ставролита и дистена. Источником терригенных компонентов для этой зоны являются выносы Волги.

II. Юго-западная зона располагается на шельфе вдоль западного побережья и лишь в южных районах захватывает выровненный участок склона. Основным минеральным компонентом алевритовой фракции осадков этой зоны является пирит, составляющий 80% тяжелой фракции. Кроме того, здесь увеличивается количество мусковита и только в осадках этой зоны встречен барит. В легкой фракции отмечены наибольшие содержания полевых шпатов и выветрелых минералов.

III. Западная зона материкового склона характеризуется присутствием большого количества (до 20%) лимонита, образование которого обусловлено выносами железистых минералов кавказскими реками.

IV. Центральная глубоководная зона занимает почти всю Дербентскую котловину и нижний участок прилежащих к ней склонов. Минеральный комплекс осадков этой провинции отражает ее положение в центральной, наиболее глубоководной части моря. В алевритовой фракции здесь наблюдается наибольшее содержание биотита и мусковита, много цоизита, кальцита и доломита. Легкая фракция состоит из кварца, полевых шпатов и кальцита.

V. Северо-восточная зона располагается на восточном склоне к северу от поднятия м.Песчаный. Она характеризуется повышенными значениями пирита, а также почти всех терригенных компонентов (граната, циркона, рутила, сфена и др.). В легкой фракции здесь отмечено наибольшее содержание кварца.

VI. Юго-восточная зона занимает восточный склон от широты м.Песчаный до Апшеронского порога. Минеральный состав осадков этой зоны отличается более высоким содержанием роговых обманок (до 11%) и пироксенов (до 4%). Кроме того, здесь много пирита, магнетита и слюд.

В южной части Каспийского моря выделено четыре минералогические зоны.

VII. Западная зона включает западный шельф и склон, минеральный состав осадков этой зоны отличается высоким содержанием пироксенов и устойчивых минералов. В легкой фракции - высокое содержание кварца и полевых шпатов.

VIII. Центральная глубоководная зона характеризуется повышенным содержанием в осадке биотита, мусковита, эпидота и цоизита, а в легкой фракции - кальцита и обломков пород.

IX. Восточная зона занимает восточный склон и прилежащие участки впадины, включая хребет Абиха. Минеральный состав тяжелой фракции этой зоны отличается высоким содержанием магнетита, роговой обманки, сфена и слюд, а легкой - полевых шпатов и кварца.

X. Южная зона характеризуется повышенным содержанием циркона, турмалина, пикротита, биотита, мусковита, эпидота и цоизита, а в легкой фракции - кальцита и обломков пород.

Во время послехвалынской регрессии, когда происходило отложение мангышлакского горизонта, уровень моря понизился на 35-40 м, что привело к снижению базиса эрозии; начал приноситься более крупный материал, и в составе алевритовой фракции стали преобладать различные терригенные минералы.

Отличительной особенностью минералогии отложений мангышлакского горизонта от новокаспийских является уменьшение в этих отложениях пирита и повышение содержания многих терригенных компонентов. Кроме изменения количественного содержания отдельных минеральных компонентов, отложения мангышлакского горизонта

отличаются и по типоморфным особенностям фракции. Здесь преобладают зерна более крупной размерности, слабо выветрелые, благодаря чему часто встречаются зерна с хорошо сохранившейся первоначальной структурой или мало измененные и чистые. Распределение основных минеральных компонентов в осадках мангышлакского горизонта в общем подчинено тем же закономерностям, которые характеризуют и новокаспийские осадки. Однако, как сказано выше, здесь основную роль приобретают аллотигенные минералы, значительно больше распространены амфиболы и пироксены, увеличивается содержание минералов устойчивой группы, особенно в восточной части моря. Для осадков этого возраста во всем бассейне характерен дистен, а содержание эпидота и цоизита максимально в осадках северной части Среднего Каспия и юго-западной - Южного. Наблюдается обогащение слюдой глубоководных осадков. Как было сказано выше, пирит в отложениях мангышлакского горизонта играет меньшую роль, чем в новокаспийских. Им обогащены лишь осадки северной впадины Среднего Каспия и Дербентской котловины. В южной части моря максимальные содержания пирита связаны с грязевыми вулканами (хребет Абиха).

Кварц и полевые шпаты остаются основными компонентами легкой фракции осадков мангышлакского горизонта, но распределение их иное. Содержание полевых шпатов уменьшается (до 55%) от берега в сторону более глубоких частей моря. Максимальные количества кварца (до 35%) отмечены в осадках, залегающих к северу от Апшеронского полуострова и Апшеронского порога, а также вдоль восточного склона. Наблюдается обогащение слюдой осадков юго-восточных районов. По особенностям распределения минеральных компонентов в отложениях мангышлакского горизонта можно выделить также 10 минералогических зон. Они в общем соответствуют положению новокаспийских зон, но благодаря иной палеогеографии в мангышлакское время (положение уровня моря, гидрологическая и гидрохимическая обстановка) границы и площадь некоторых из них отличаются, как это видно при сравнении рис. 1 и 2.

Под осадками мангышлакского горизонта залегают осадки дербентского, но вскрыты они ограниченным числом колонок, поэтому построить карты распределения минеральных компонентов не представлялось возможным. Комплекс встреченных минералов остается тот же самый, что и в вышележащих горизонтах, но в тяжелой фракции доминируют слюдистые минералы, амфиболы и минералы группы эпидота и цоизита, более широкое распространение имеют лимонит и лимонитизированные минералы. Пирит не типичен для этих отложений. В легкой фракции преобладают кварц и полевые шпаты, причем содержание их уменьшается от берегов в море.

Кроме изучения минерального состава алевроитовой фракции, нами проведены дифрактометрические исследования глинистых минералов. Образцы исследовались в виде ориентированных агрегатов как в естественном состоянии, так и насыщенные глицерином. В составе глинистой фракции отмечены гидрослюда, каолинит, хлорит, монт-

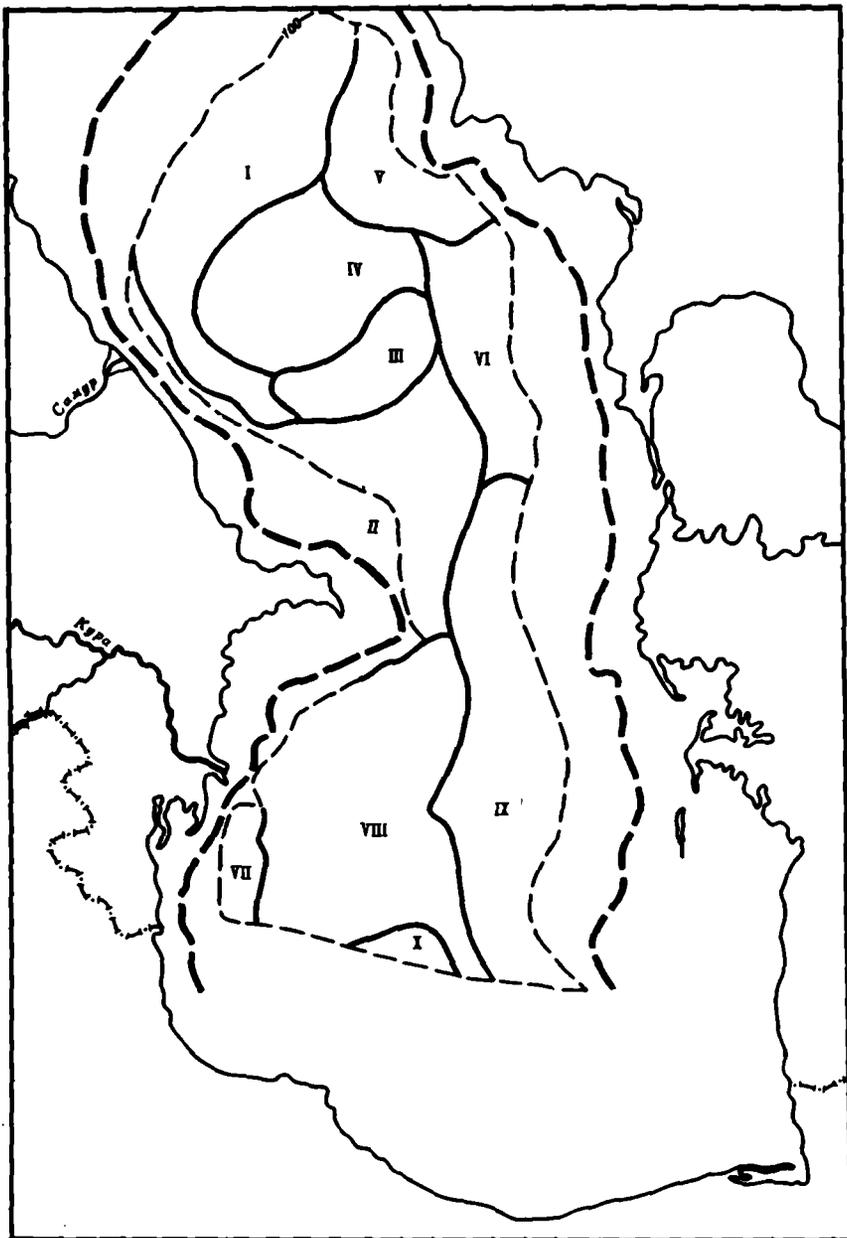


Рис. 2. Минералогические зоны отложений мангышлакского горизонта

мориллонит, вермикулит и смешанослойные образования. Гидрослюда является наиболее распространенным компонентом тонкодисперсных глубоководных осадков. Она встречена на всей площади развития верхнечетвертичных отложений и характерна для всех стратиграфических единиц этих отложений. Наибольшая часть ее поступает в осадок в твердой фазе в составе тонких фракций взвеси. В новокаспийских отложениях вторым компонентом является каолинит, третьим — хлорит. Максимальные количества каолинита приурочены к отложениям западной половины Среднего Каспия и восточной части Южного Каспия. Такое распределение связано с особенностями сноса: с Большекавказской питающей провинции материал поступает в среднюю часть моря, приносом с востока и размывом выбросов грязевых вулканов обусловлено питание южной. Хлорит также имеет терригенное происхождение. Монтмориллонит присутствует в виде незначительной примеси и связан с наиболее тонкими типами осадков центральных частей бассейна. Иначе распределены смешанослойные компоненты. Они обнаружены в осадках южной части западного шельфа и восточного склона Среднего Каспия.

В осадках мангышлакского горизонта состав глинистых минералов такой же, как и в новокаспийских отложениях. Сохраняется преобладающее количество гидрослюда, но изменяется распределение хлорита и каолинита. Последний получает более широкое распространение, что связано с более интенсивным приносом терригенного материала с суши.

В осадках дагестанского горизонта комплекс глинистых минералов также сходен с вышележащими отложениями, но большее значение приобретают каолинит и монтмориллонит. Кроме того, в осадках восточной части Среднего Каспия отмечены вермикулит и смешанослойные образования. Ассоциация глинистых минералов верхнечетвертичных отложений Каспийского моря аналогична комплексу глинистых минералов, характерных для взвесей впадающих в Каспийское море рек и для всего разреза четвертичных и плиоценовых отложений прилегающих территорий.

Итак, формирование ассоциации глинистых минералов определяется особенностями петрографического состава областей сноса и поступлением взвеси с различных питающих провинций [1]. При доминирующем значении приноса кластического материала с суши второстепенная роль в образовании глинистых минералов принадлежит грязевым вулканам, абразии берегов и дна и аутигенному минералообразованию.

Рассматривая особенности распределения осадочного материала, мы можем представить следующую схему направления основных потоков обломочного материала в бассейне верхнечетвертичного времени. Выносы реки Волги, попадая в пределы средней части Каспийского моря, круговым течением распределяются по дну. Основной поток движется вдоль западного склона, затем поворачивает на восток и уже истощенный движется вдоль восточного склона. От полу-

острова Тюб-Караган идет небольшой противоток обломочного материала. В южной части моря имеется свой круговорот течений, также направленный против часовой стрелки; он разносит куриинский материал по всему Южно-Каспийскому бассейну. Сложный рельеф южной части моря создает, видимо, массу местных придонных потоков, разносящих материал в основном грязевулканических выбросов.

Таким образом, на основе проведенных исследований произведено минералогическое районирование бассейна Среднего и Южного Каспия для новокаспийского и верхнехвалынского времени. Установлено, что основными факторами, влияющими на закономерности формирования вещественного состава верхнечетвертичных отложений Каспийского моря в процессе их седиментации являются структура бассейна, выраженная в рельефе его дна, особенности циркуляции водных масс и геохимическая обстановка в бассейне. Распределение аллотигенных компонентов контролировалось существующими в бассейне круговыми течениями, направленными против часовой стрелки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кулакова Л.С. Глинистые минералы в верхнечетвертичных осадках Среднего и Южного Каспия. - "Океанология", 1970, т. 10, вып. 6,
2. Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К., Кулакова Л.С. Осадки Каспийского моря. М., "Наука", 1973.
3. Лопатин Г.В. Твердый сток рек бассейна Каспийского моря. - "Труды Гос. гидрол. ин-та", 1948, вып. 4,

К БИОФАЦИАЛЬНОМУ АНАЛИЗУ ДОННЫХ ОСАДКОВ ЮЖНОГО КАСПИЯ

В настоящей статье приводятся результаты биофациального анализа донных осадков Каспийского моря в пределах Бакинского архипелага. Материалом для исследования послужили донные пробы глубоководных станций и керны из скважин, вскрывших четвертичные отложения. Образцы были переданы автору Лабораторией морской геологии МГУ.

Биономический анализ проводился с целью более надежной стратификации четвертичных отложений района со сложным структурно-тектоническим планом и активным неотектоническим режимом. Исследования велись по общепринятой методике биофациального анализа; дополнялись и корректировались литофациальным анализом отложений.

В изученных образцах обнаружены моллюски, остракоды, фораминиферы, диатомовые водоросли, споры и пыльца. Спорадически встречаются баянусы и остатки рыб в виде чешуи, позвонков, отолитов

Распределение окаменелостей по разрезу неравномерное. Моллюски, представленные двустворчатыми и гастроподами, отличаются видовым разнообразием и количественным богатством в современных и новокаспийских отложениях и образуют линзы ракуши. В хвалынских и особенно хазарских и бакинских отложениях они встречаются в отдельных прослоях. Остракоды распространены по всему разрезу и характеризуются видовым и количественным разнообразием, особенно в мелководных отложениях. Фораминиферы приурочены к отдельным прослоям. Растительные остатки также распространены по разрезу очень неравномерно.

Пространственное распределение фауны обуславливается сложным рельефом дна, отражающим распространение локальных структур. В областях поднятий, характеризующихся мелководными фациями, состав фауны более богатый и разнообразный. Во впадинах, где преобладает относительно глубоководные фации, фауна более однообразная в видовом отношении и бедная количественно. Следует также отметить, что на протяжении четвертичного периода отмечается перемещение впадин и поднятий, что привело к перераспределению глубин и фаунистических комплексов.

Краткая биостратиграфическая характеристика четвертичных отложений по изученным разрезам представляется в следующем виде.

Нижне четвертичные (бакинские) отложения выражены в сравнительно глубоководных фациях, представлены довольно однообразными серыми и буровато-серыми плотными известковистыми глинами с фауной моллюсков в виде раковин и обломков *Didacna parvula* Nal., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena rostriformis distincta* (Andrus) и мелких обычных каспийских гастропод.

Остракоды довольно разнообразны в видовом и количественном отношении. Преобладающими среди них являются *Cyprideis littoralis* (Br.), *Paracyprideis naphitatscholana* (Liv.), *Caspiola gracilis* (Liv.). Они образуют комплексы совместно с *Leptocythere* (*L. resupina*, *L. pauca*, *L. tenera*, *L. accreta*, *L. caspia*)¹ и *Loxococoncha* (*L. endocarpa*, *L. gibboida*, *L. edita*, *L. abundata*).

В отдельных прослоях в большом количестве присутствуют *Bacunella dorsoarcuata* (Zal.).

Среднечетвертичные (хазарские) отложения сложены серыми и зеленовато-серыми глинами, более алевролитистыми в сравнении с бакинскими. Среди моллюсков в них встречены *Didacna nalivkini* Wass., *Monodacna caspia* Eichw., *Dreissena distincta* (Andrus.), *Dr. polymorpha* (Pall) и редкие гастроподы. В большинстве комплексов остракод присутствуют *Cyprideis littoralis* (Br.), *Paracyprideis naphitatschilana* (Liv.), *Bacunella dorsoarcuata* (Zal.), образующие разнообразные ассоциации с *Leptocythere* (*L. laboriosa*, *L. bacinica*, *L. posbissinuata*, *L. accurata*) и *Loxococoncha* (*L. lepida*, *L. unodensa*, *L. liventalina*).

В некоторых разрезах подразделить нижне-среднечетвертичные отложения не представляется возможным из-за близости видового состава остракод в этих отложениях и редкой встречаемости характерных моллюсков.

Верхнечетвертичные (хвалынские отложения) в нижней части толщи сложены темно-бурыми глинами, вверх по разрезу переходят в буровато-серые с ржавобурыми пятнами алевролитистые глины с гнездами песков и алевроитов. Молюски встречаются в отдельных прослоях, главным образом в нижней части разреза. В их составе наиболее характерными являются *Didacna protracta* Eichw., *D. parallella* (Bog.), *D. trigonoides* Pall., *Dreissena distincta* (Andrus.).

В солоноватоводных остракодовых комплексах преобладают *Leptocythere* (*L. stepanaitysae*, *L. vigata*, *L. maltiosa*, *L. tinula*, *L. plicatotuderculata*) и *Loxococoncha* (*L. lepida*, *L. unodensa*, *L. endocarpa*).

В верхней части хвалынских отложений в комплексах остракод в значительном количестве появляются *Trachylebris azerbeidjanica* (Liv.) и *Xestolebris chanakovi* Liv. — виды, существующие при более высокой солености в сравнении с перечисленными выше [7], что может служить подтверждением увеличения солености бассейна в конце хвалынского времени.

Современные (новокаспийские) отложения выделяются по присутствию среди моллюсков раковин, обломков и личинок *Cardium edule* L. В большом количестве в них присутствуют также *Didacna trigonoides* Pall., *Monodacna caspia* Eichw., дрейссены и мелкие гастроподы. Они образуют линзы ракуши, ракушечный ил, иногда раковинный детрит. Ассоциации остракод разнообразны. В массовом количестве в них встречаются *Caspiolla gracilis* (Liv.), *Bacunella dorsoarcuata* (Zal.), *Cyprideis littoralis* (Br.) и различные

¹ В скобках перечисляются наиболее характерные виды.

Leptocythere (*L. crispata*, *L. longa*, *L. bacuana*, *L. quinquetuberculata*) и *Loxosconcha* (*L. unodensa*, *L. umbonata*, *L. lepida*).

Фораминиферы количественно богаты, но однообразны в видовом отношении и представлены эвригалинными *Ammonia beccaria* (Lo.), *Elphidiella brotzkajae* Mayer.

Современные отложения по фаунистическим данным очень трудно отделить от новокаспийских из-за близкого состава моллюсков, остракод и фораминифер, в связи с чем они рассматривались нами совместно с новокаспийскими.

Анализ вертикального и пространственного распространения фауны позволил установить, что каждый ярус и горизонт морских четвертичных отложений, вскрытых скважинами, охарактеризованы не только солоноватоводными, в том числе эвригалинными, но и пресноводными комплексами моллюсков и остракод одинакового или близкого видового состава по всему разрезу. Частое перераспределение комплексов обуславливается неустойчивостью режима бассейнов.

Преимущественное распространение бентальной фауны моллюсков, остракод и фораминифер дает возможность использовать ее в качестве индикатора среды осадконакопления: характера изменения солености бассейна, глубины, температуры, характера грунта, гидродинамического и газового режима бассейнов.

Значительные колебания солености Каспия на протяжении четвертичного периода фиксируются по изменению видового и количественного состава фауны. О периодическом опреснении рассматриваемого участка моря можно судить по наличию прослоев, переполненных дрейссенами. Комплексы остракод из этих отложений представлены пресноводными (илиоциприсами и кандониелами) и эвригалинными (*Cyprideis littoralis* (Br.)) формами. Ассоциации фораминифер составляют аммонии и элфидиеллы, переносящие значительное опреснение. Однако следует учитывать, что по составу фауны можно установить характер изменения солености, но не количественную характеристику солености, так как из наблюдений над современной фауной моллюсков и остракод известно, что при постепенном изменении солености спектр существования видов расширяется. К тому же повышенное содержание сульфатов и карбонатов в составе каспийских вод также оказывает влияние на изменение солевого диапазона существования видов [3].

По составу фауны и ее морфологическим признакам можно судить также о глубинах моря. С увеличением глубины состав фауны становится более бедным в видовом и количественном отношении. Морфологические отличия выражаются в изменении толщины раковины и уменьшении размеров. Так, крупные толстостенные дрейссены прибрежных и верхней части мелководных фаций современных и новокаспийских отложений сменяются более мелкими тонкостенными дрейссенами в относительно глубоководных фациях. Уменьшение размеров раковин и их толщины в более глубоководных отложениях наблюдается и у остракод, что прослежено на раковинах *Cyprideis littoralis*

(Br.), *Paracyprideis naphtatscholana* (Liv.), *Caspiolla gracilis* (Liv.), *Bacunella dorsoarcuata* (Zal.).

Зональное распределение фауны, связанное с постепенным углублением моря от берега, на рассматриваемой территории осложняется мозаичным распределением палеоценоза в связи со сложностью рельефа дна, отражающем распространение локальных структур. Тектоническая активность района, вызывающая частое перераспределение фаций, приводит к совмещению экологически близких ассоциаций и "смещению" комплексов.

В пределах изученной территории широкое распространение на протяжении всего четвертичного периода имели мелководные зоны моря с глубинами до нескольких десятков метров. Об этом можно судить по общему видовому составу фауны и аутоэкологии наиболее распространенных видов моллюсков, остракод и фораминифер [5-7].

Температурный режим выявляется главным образом в плане общеклиматических данных, так как встреченная в отложениях фауна является в основном эвритермой.

Наблюдаемая приуроченность остракод и фораминифер к различным литологическим разностям пород отражает их зависимость от глубины, характера грунта и гидродинамического режима. Наиболее богатые и разнообразные комплексы встречаются в известковых слабо алевритистых глинах мелководных фаций. Большая часть из них представлена лептоцитерами со скульптурированной толстостенной раковиной. Наблюдения над современными остракодами показали, что бугры, ребра, шипы, ячейки на раковинах помогают остракодам удерживаться на илистом дне [8,7]. К известковым глинам с содержанием до 20-30% CaCO_3 приурочены циприды, характеризующие более глубоководные спокойные участки моря. С увеличением алевритистости и особенно песчанности пород состав ископаемой микрофауны обедняется, и в среднезернистых песках микрофауна обычно не сохраняется.

Специальные тафономические наблюдения касались большей частью выявления сохранности фауны в связи с условиями ее захоронения и последующими изменениями.

Сохранность моллюсков довольно хорошая в донных пробах мелководных зон и в алевритистых глинах новокаспия. Наличие парных створок *Cardium edule* в новокаспийских отложениях говорит об их захоронении в спокойной среде. Сохранность микрофауны хорошая в слабоалевритистых глинах, что объясняется быстрым захоронением фауны без значительных последующих изменений раковин. Встреченная в отдельных случаях разделенность створок моллюсков и остракод могла быть вызвана усадкой отложений. Растворением раковин остракод и фораминифер во время диагенеза и эпигенеза можно объяснить отсутствие микрофауны в песчаных породах. Образование ядер также связано с процессами диагенеза. Сортировка раковин наблюдалась попутно количественному подсчету раковин.

Ориентировка раковин на плоскостях наложения наблюдалась на раковинах кардиумов в новокаспийских отложениях.

Остракод в тонкослоистых глинах.

Обобщая результаты проведенных наблюдений, можно отметить следующее:

1. Комплексное изучение бентальной фауны моллюсков, остракод и фораминифер в связи со средой их обитания и захоронения может быть использовано при выяснении характера изменения солёности, глубины, грунта, гидродинамического и газового режима бассейнов.

2. Степень и форма сохранности фауны в ископаемом состоянии находятся в сложной зависимости от количественного и качественного состава фауны, рельефа дна, физико-химического и гидродинамического режима бассейна, характера и темпов осадконакопления.

3. Биофациальный анализ должен проводиться параллельно палеоседиментационным исследованиям и изучению современной фауны Каспийского моря.

4. При использовании фауны моллюсков, остракод и фораминифер для стратиграфии и корреляции четвертичных отложений Каспийского бассейна необходимо учитывать, что в связи с общей опресненностью бассейнов и непостоянством их солевого режима в них широко представлена эвригалинная фауна, образующая близкие по видовому составу комплексы на различных стратиграфических уровнях.

Активный тектонический режим в пределах рассматриваемой территории обуславливает частое перераспределение фаций, в связи с чем наблюдаются совмещение экологически близких палеоценозов, распространение "смешанных" комплексов и мозаичное распространение комплексов в пространстве, а также различная стратиграфическая последовательность некоторых комплексов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Агаларова Д.А., Кадырова З.К., Кулиева С.А. Остракоды плиоценовых и постплиоценовых отложений Азербайджана. Баку, 1961.
2. Атлас беспозвоночных Каспийского моря. М., "Пищевая промышленность", 1968.
3. Карпевич А.Ф. Отношение некоторых видов семейства к солевому режиму Северного Каспия. - "ДАН СССР. Нов. сер.", 1947, т. 54, № 1.
4. Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бордовский О.К. Осадки Каспийского моря. М., "Наука", 1973.
5. Логвиненко Б.М., Старобогатов Я.Н. Тип моллюски. - В кн.: Атлас беспозвоночных Каспийского моря. М., "Пищевая промышленность", 1968.
6. Майер Е.М. Фораминиферы. - В кн.: Атлас беспозвоночных Каспийского моря. М., "Пищевая промышленность", 1968.
7. Найдина Н.Н. Состав и распределение остракод Северного Каспия. - В кн.: Комплексные исследования Каспийского моря, вып. 1. Изд-во МГУ, 1970.
8. Шорников Е.И. Функциональная морфология остракод как палеоэкологический фактор. - Тезисы II Всесоюзного colloquium по остракодам. Таллин, 1971.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Каплин П.А. Плейстоценовые колебания уровня Мирового океана	5
Квасов Д.Д. Причины плиоценовых и четвертичных трансгрессий Каспийского и Черного морей	17
Федоров П.В. Позднечетвертичная история Черного моря и развитие южных морей Европы	25
Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Парунин О.Б., Свиточ А.А., Шлюков А.И. Хронология и палеогеография плейстоцена Понто-Каспия (по данным абсолютного датирования).	33
Кожевников А.В. Опыт сопоставления морских и континентальных четвертичных отложений в прибрежных зонах Кавказа и Крыма	43
Шербаков Ф.А., Куприн П.Н., Забелина Э.К., Скиба С.И., Парунин О.Б. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене	51
Островский А.Б., Измайлов Я.А., Шеглов А.П., Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Гей Н.А., Пиотровская Т.Ю., Муратов В.М., Щелинский В.Е., Балабанов И.П., Скиба С.И. Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области	61
Маев Е.Г., Маева С.А. Палеогеографический анализ изменчивости уровней Каспийского и Аральского морей	69
Свиточ А.А. О некоторых нерешенных вопросах развития древнего Каспия	75
Маев Е.Г., Лебедев Л.И., Артамонов В.И. Некоторые черты палеогеографии Каспийского моря в верхнечетвертичное время по данным литолого-стратиграфического изучения осадков	78
Хрусталеv Ю.П. Некоторые закономерности современного осадконакопления во внутриконтинентальных морях юга СССР. . .	84
Шербаков Ф.А., Куприн П.Н., Невеский Е.Н., Поталова Л.И., Поляков А.С., Шлыков В.Г., Шевченко А.Я. Особенности седиментогенеза и раннего диагенеза осадков континентальной террасы Черного и Каспийского морей . . .	92
Заславский Е.М. Зависимость состава органического вещества донных осадков Каспийского моря от фациальных условий	108
Едигарян З.П., Алексина И.А. Особенности осадконакопления и палеогеография Азовского моря в верхнечетвертичное время	112
Рубанов И.В., Ишниязов Д.П., Чистяков П.А. Новейший этап геологической истории Арала и полезные ископаемые береговых осадков	119

Хрусталеv Ю.П., Туровский Д.С., Резников С.А. Особенности литологии, стратиграфии и истории формирования позднечетвертичных отложений Аральского моря.	125
Островский А.Б., Измайлoв Я.А., Балабанов И.П., Скиба С.И., Скрибина Н.Г., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Сулрунова Н.И. Новые данные о палеогеографическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене	131
Николаев С.Д. Корреляция голоценовых отложений Черного и Азовского морей по изотопно-кислородным данным	141
Вронский В.А. Основные вопросы палинологического изучения донных осадков южных морей СССР	150
Шилик К.К. Изменения уровня Черного моря в позднем голоцене и палеотопография археологических памятников Северного Причерноморья античного времени.	158
Сафьянов Г.А. Опыт сравнительной характеристики литологии подводных каньонов Ингурского (Черное море) и Ла Холья (Тихий океан).	164
Полов Е.А. Соотношение динамики берегов арктических и южных морей	171
Новикова З.Т. Некоторые особенности литодинамики осадков шельфа северо-запада Черного моря в голоцене по герригенным компонентам.	180
Хрусталеv Ю.П., Мамыкина В.А. Динамика донных осадков Азовского моря.	187
Юржевич М.Г. Связь изменений донного рельефа во время штурма с изменением содержания тяжелых минералов в поверхностном слое наносов.	193
Митропольский А.Ю. Палеогеохимические условия распределения микроэлементов в древнечерноморское и новоэвксинское время в донных осадках Черного моря.	201
Пилипчук М.Ф. Молибден и мышьяк как индикаторы современного осадкообразования (на примере Черного моря).	208
Ольштынский С.П., Емельянов В.А. Влияние литологических и палеогеографических факторов на формирование основных водно-физических свойств четвертичных отложений глубоководной зоны Черного моря.	216
Кофф Г.Л. Литология и физические свойства донных отложений Бейсугского лимана Азовского моря.	222
Кулакова Л.С. Условия формирования и особенности распределения минерального состава верхнечетвертичных отложений Среднего и Южного Каспия.	226
Супрунова Н.И. К биофациальному анализу донных осадков Южного Каспия.	235

Плейстоценовые колебания уровня Мирового океана. Каплин П.А. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 5.

Основные изменения уровня Мирового океана в плейстоцене были вызваны колебаниями объема материковых ледников и связаны с эпохами оледенений и межледниковий. В последние годы благодаря широкому применению методов абсолютной геохронологии стало возможным определение возраста террас, образовавшихся при трансгрессиях океана. Датировки показывают следующие периоды формирования террас: 23-32; 40-50; 60, 80, 100-110; 120-130; 140, 160-180; 210-230; 260, 450-360 и 800 тыс.лет назад. В то же время удалось датировать (особенно подробно на Русской равнине) основные климатостратиграфические горизонты плейстоцена областей оледенения. Сравнение независимых возрастных характеристик трансгрессий Мирового океана с периодами потеплений и межледниковий дало хорошую корреляцию между ними.

Ил. 1. Библ. 42 назв.

УДК 551.79(262.8 + 262.5)

Причины плиоценовых и четвертичных трансгрессий Каспийского и Черного морей. Квасов Д.Д. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 17.

Среднеплиоценовый бассейн продуктивной толщи, существовавший в Каспийской котловине, был бессточным озером с относительно небольшим водосбором, высокой соленостью и значительными темпами осадко-накопления. В позднем плиоцене резкое увеличение водосборного бассейна, вызванное оледенением Баренцева шельфа и поворотом на юго-восток стока из центральных и северных районов Восточно-Европейской равнины, привело к ачкагельской трансгрессии. В позднечетвертичное время позднехазарская и новокаспийская трансгрессии были вызваны влажным климатом межледниковья и голоцена, а ательская и мангышлакская регрессии – сухим климатом ледниковой эпохи. Хвальнская трансгрессия обусловлена резким увеличением водосборного бассейна притоком ледниковых вод во время максимальных стадий валдайского оледенения. Новозвксинский бассейн, существовавший в Черноморской котловине, был сточным озером и имел примерно на 100 м ниже современного океана.

Библ. 21 назв.

УДК 551.79(47)

Позднечетвертичная история Черного моря и развитие южных морей Европы. Федоров П.В. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 25.

В статье рассматриваются геологическая история Черного моря в позднем плейстоцене и голоцене и развитие Средиземного и Каспийского морей. Подчеркивается межледниковый характер карангатской трансгрессии, связанной с неогирреном Средиземного моря. Последующая, послекарангатская регрессия, достигавшая отметки -80 м, сопоставляется с глобальной гримальдийской регрессией (вюрм). Новозвксинская эпоха рассматривается как трансгрессия каспийского типа, связанная с большим поступлением вод с суши во впадину Черного моря, притоком

хвальнских вод через Маньчскую долину в условиях подпора со стороны Средиземного моря в начале развития фландрской трансгрессии. Последняя черноморская трансгрессия (древнечерноморская, новочерноморская, фанагорийская и нимфейская фазы) развивалась параллельно с планетарной фландрской трансгрессией.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 19 назв.

УДК 551.8:551.79(262.81 + 262.5)

Хронология и палеогеография плейстоцена Понто-Каспия (по данным абсолютного датирования). Каплин П.А., Леонтьев О.К., Рычагов Г.И., Парунин О.Б., Свиточ А.А., Шлюков А.И. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 33.

На основании данных абсолютного датирования морских отложений Понто-Каспия приводится хронология трансгрессивных и регрессивных эпох Каспийского и Черноморского бассейнов и дается корреляция их осадков с отложениями ледниковых районов Русской равнины. Показано, что бакинская трансгрессия Каспия совпадала с концом окского оледенения и лихвинским межледниковьем, раннехазарская – с днепровским оледенением. Позднему хазару Каспийской области соответствует микунинское межледниковье Русской равнины. По-видимому, времени ранневаллийской трансгрессии соответствует эпоха валдайского оледенения. Устанавливается сложный ход хвальнской и новокаспийской трансгрессий Каспия, во время которых море испытывало глубокие регрессивные и трансгрессивные колебания.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 10 назв.

УДК 551.79(262.8 + 262.5)

Опыт сопоставления морских и континентальных четвертичных отложений в прибрежных зонах Кавказа и Крыма. Кожевников А.В. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 43.

Рассматриваются различные типы фашиальных соотношений аллювиальных и морских осадков в приустьевых частях речных долин. Причины различий автор видит в изменениях интенсивности речного стока, как жидкого, так и твердого, обусловленных особенностями горного оледенения в различные эпохи плейстоцена. Для каспийского побережья фиксируются взаимопереходы речных и морских террас друг в друга, для черноморского (в интervале верхи среднего – верхний плейстоцен) – последовательность морских террас дополняется террасами рек ледникового питания, тяготеющими к регрессивным уровням Черного моря. На этом основании вносятся определенные коррективы в черноморско-каспийскую корреляционную схему, констатируется существенная разновозрастность карангатских трансгрессий.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 13 назв.

УДК 551.35(262.5)

Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене. Шербаков Ф.А., Куприн П.Н., Забелина Э.К., Скиба С.И., Парунин О.Б. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 51.

В статье излагаются результаты исследования позднечетвертичных отложений шельфа севера Черного моря и Керченского пролива. Приво-

дятся новые данные о стратиграфии и абсолютном возрасте различных горизонтов осадков этого района. Анализируя разрез этих отложений, авторы приходят к выводу, что трансгрессия Черного моря началась 12-15 тыс. лет назад с уровня -80 м. Первые этапы трансгрессии были обусловлены усилившимся стоком с суши, а не проникновением средиземноморских вод, хотя соединение через Босфор, возможно, существовало и ранее. К формированию современного гидрологического режима Черного моря привело резкое изменение баланса при обмене водными массами через Босфор, происходившее 7-8 тыс. лет назад.

Илл. 3. Библ. 6 назв.

УДК 551.8:551.79(262.5)

Новые данные о стратиграфии и геохронологии плейстоценовых морских террас Черноморского побережья Кавказа и Керченско-Таманской области. Островский А.Б., Измайлов Я.А., Шеглов А.П., Арсланов Х.А., Тертычный Н.И., Гей Н.А., Пиотровская Т.Ю., Муратов В.М., Шелинский В.Е., Балабанов И.П., Скиба С.И. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 61.

В результате исследований последних лет на Черноморском побережье Керченско-Таманского района и Западного Кавказа подтверждено распространение семи основных горизонтов морского плейстоцена: чаудинского, древнеэвксинского, узунларского, ашейского, карангатского, сурожского и черноморского. Получены новые данные об абсолютном возрасте и закономерных изменениях состава фауны ряда горизонтов. Проведено более дробное расчленение некоторых горизонтов, отвечающее определенным этапам развития бассейна Черного моря. В пределах всего региона прослежены неотектонические деформации береговых линий и два глубоких верхнеплейстоценовых эрозионных вреза. Рассматриваемый регион предлагается в качестве опорного для стратиграфических корреляций.

Илл. 2. Библ. 11 назв.

УДК 551.8(262.81)

Палеогеографический анализ изменчивости уровней Каспийского и Аральского морей. Маев Е.Г., Маева С.А., Косарев А.Н. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 69.

Дается сравнение изменений Каспия и Арала на протяжении голоцена. Используя литературные данные о результатах геологических, геоморфологических, археологических исследований и свои собственные материалы, авторы делают вывод о неодинаковом ритме и направлении колебаний уровней обоих морей, т.е. о гетерохронности этих колебаний. Показано также отсутствие непосредственных связей изменчивости уровней с многовековыми ритмами общей увлажненности А.В. Шнитникова.

Ил. 1. Библ. 17 назв.

УДК 551.8:551.79(262.81)

О некоторых нерешенных вопросах развития древнего Каспия. Свиточ А.А. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 75.

Предлагается называть крупные, длительные подъемы уровня Каспия трансгрессивными эпохами, выделяя в истории каждой из них трансгрессивные и регрессивные тенденции, осложненные более мелкими колебаниями уровня. Представляется принципиально неверным, что при систематизации положения уровня древнего Каспия репером отчета служит уровень современного моря на отметке -28 м абсолютной высоты. Современный Каспий является бассейном, находящимся в глубокой регрессивной стадии, в целом для него характерно более высокое стояние уровня. По-видимому, за условный репер следует принять нулевую отметку, определяя относительно ее состояние и тенденции развития древнего Каспия.

Анализ состава руководящих моллюсков из хвалынских отложений Северного Прикаспия противоречит широко распространенному мнению о низкой солености хвалынского моря. Соленость открытых его участков примерно соответствовала солености современного Среднего и Южного Каспия.

Библ. 6 назв.

УДК 551.8(262.81)

Некоторые черты палеогеографии Каспийского моря в верхнечетвертичное время по данным литолого-стратиграфического изучения осадков. Маев Е.Г., Лебедев Л.И., Артамонов В.И. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 78.

Рассмотрены некоторые вопросы методики палеогеографических построений по материалам литолого-стратиграфического изучения колоннок верхнечетвертичных отложений Каспийского моря (реконструкция климатических изменений, колебаний уровня моря, постоянных и придонных течений, подводного оползания осадков, суспензионных потоков и т.д.). Дана краткая характеристика палеогеографической обстановки для дагестанского (трансгрессия), мангышлакского (глубокая регрессия) и новокаспийского (несколько стадий трансгрессии) этапов. На основании биостратиграфического изучения осадков мангышлакская регрессивная стадия отнесена к голоцену.

Ил. 2. Библ. 4 назв.

УДК 551.351(262.54)

Некоторые закономерности современного осадконакопления во внутриконтинентальных водоемах юга СССР. Хрусталеv Ю.П. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 84.

В работе приведены новые сведения по современному осадконакоплению во внутриконтинентальных морских водоемах, отличающихся друг от друга различием климатических и тектонических условий образования донных отложений. Особое внимание уделяется описанию вещественного состава взвесей, который претерпевает существенные изменения по суткам в связи с гидродинамическим режимом и биогеохимическими процессами. Не остается постоянным и распространение различных литологических типов донных осадков. В процессе раннего диагенеза при различных геохимических условиях происходит интенсивная миграция микро- и макроэлементов в системе "осадок - вода". Отмеченные особенности процессов современного осадконакопления во внутриконтинентальных морских водоемах юга СССР указы-

вают на их сложность и многообразие, а самое главное – на динамичность взвешенного материала в водной толще и вещественного состава донных отложений. Эта закономерность характерна для всех звеньев осадкообразования и является типичной особенностью мелководных водоемов.

Табл. 3. Библ. 10 назв.

УДК 551.351(262.54)

Особенности седиментогенеза и раннего диагенеза осадков континентальной террасы Черного и Каспийского морей. Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Невесский Е.Н., Потапова Л.И., Поляков А.С., Шлыков В.Г., Шевченко А.Я. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с.92.

Разбирается седиментогенез в различных геологических и климатических условиях континентальной террасы Черного и Каспийского морей. Особое внимание обращено на характерные черты состава глинистой части, органического вещества и физико-механические свойства и изменение этих отложений в процессе диагенеза.

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 7 назв.

УДК 551.351(262.81)

Зависимость состава органического вещества донных осадков Каспийского моря от фациальных условий, Заславский Е.М. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 108.

Излагаются результаты изучения органического вещества донных отложений Каспийского моря. Рассматриваются тенденции изменения состава органического вещества при переходе от одних фациальных обстановок к другим.

Ил. 1. Библ. 6 назв.

УДК 551.35 (262.54)

Особенности осадконакопления и палеогеография Азовского моря в верхнечетвертичное время. Едигарян З.П., Алексина И.А. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с.112.

На основании анализа длинных колонок осадков детализирована существующая стратиграфическая схема верхнечетвертичных отложений Азовского моря, изучены литологические типы и мощности донных отложений. Расчет абсолютных масс позволил установить суммарное количество поступающего седиментационного материала и оценить роль биогенного карбоната. Рассмотрена палеогеография отдельных этапов развития Азовского моря в верхнечетвертичное время и даны схематические карты. Изучение содержания бора в глинистой фракции отложений позволило подтвердить колебания солёности вод изученных бассейнов и установить связь между содержанием бора и гидрослюды.

Ил. 2. Библ. 14 назв.

Новейший этап геологической истории Арала и полезные ископаемые береговых осадков. Рубанов И.В., Ишниязов Д.П., Чистяков П.А. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР", М., "Наука", 1977 г., с. 119.

В статье приводятся новые данные по истории Аральского моря в связи с обнаружением под иловыми осадками водорастворимых солей (мирабилита), а также некоторые данные о рудоносности береговых осадков (песков) юго-западной части бассейна.

Ил.2. Библ. 8 назв.

Особенности литологии, стратиграфии и истории формирования поздне-четвертичных отложений Аральского моря. Хрусталева Ю.П., Туровский Д.С., Резников С.А. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 125.

Впервые дается стратиграфическое расчленение голоценовых отложений Арала. Выделяется семь стадий развития моря в голоцене, из которых четыре относятся к трансгрессивным, а три - к регрессивным. Трансгрессивные этапы нашли отражение в накоплении прибрежных отложений; образования, сформировавшиеся в регрессивные стадии, представлены хемогенными осадками, гипсом с незначительным количеством терригенного материала.

Библ. 8 назв.

Новые данные о палеогеологическом режиме Черного моря в верхнем плейстоцене и голоцене. - Островский А.Б., Измайлов Я.А., Балабанов И.П., Скоба С.И., Скрябина Н.Г., Арсланов Х.А., Гей Н.А., Супрунова Н.И. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 131.

На основе изучения морских террас и переуглубленных устьев рек побережья Западного Кавказа, прилегающего шельфа, а также Керченского пролива, с учетом данных по смежным регионам, предлагается реконструкция гидрологического режима Черного моря за последние 150 тыс. лет. Выделяются ашейский, карангатский, сурожский и черноморский циклы, каждый из которых объединяет смежную по времени пару крупных регрессий и трансгрессий. Последний гидрологический цикл находится в процессе своего развития и завершается новейшей черноморской трансгрессией, близкой к своей экстремальной фазе. Прослежено закономерное увеличение глубин регрессий от предашейской к предсурожской - от 45-50 до 100 - 110 м. Выявлены аллювиальные и лиманные толщи, отвечающие предкарангатской и предсурожской регрессивным фазам, получены новые датировки абсолютного возраста максимальных фаз трансгрессий, позволяющие установить период их цикличности - порядка 40 тыс. лет. Выявлены шесть промежуточных трансгрессивно-регрессивных фаз периодичностью 1,6-2,2 тыс. лет, осложняющих черноморскую трансгрессию, и признаки еще более краткопериодических (600-1000 лет) изменений уровня амплитудой в 3-5 м. Показан характер изменения солености и состава фауны в разных районах и на разных глубинах черноморского шельфа при изменении гидрологического режима.

Ил.2. Библ. 17 назв.

Корреляция голоценовых отложений Черного и Азовского морей по изотопно-кислородным данным. Николаев С.Д. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М. "Наука", 1977 г., с.141.

Проведен анализ факторов, вызывающих изменения изотопного состава кислорода карбонатов раковин моллюсков Черного и Азовского морей. Показано, что вариации концентрации O_2^{18} в карбонате раковин определяются только климатическими причинами (главным образом - влажностью климата) и синхронны в обоих морях. На основе сопоставления кривых изменения концентрации тяжелого изотопа кислорода в раковинах моллюсков Азово-Черноморского бассейна за последние 8-8,5 тыс.лет проведено сопоставление схем расчленения донных отложений Азовского и Черного морей.

Ил.4. Библ. 14 назв.

УДК 551.351

Основные вопросы палинологического изучения донных осадков южных морей СССР. Вронский В.А. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с.150.

В статье даны результаты многолетних палинологических исследований донных осадков южных морей (Азовского, Аральского, Каспийского, Средиземного и др.), включающих изучение современного "пыльцевого дождя" над акваториями, выяснение основных закономерностей распределения пыльцы и спор в поверхностном слое отложений, а также стратификацию донных осадков и палеогеографические реконструкции. Приводятся новые материалы по маринопалинологическим исследованиям донных отложений из колонок и скважин, пробуренных на акватории Каспийского моря. Эти данные имеют важное методическое значение для правильной интерпретации ископаемых спектров отложений различного возраста.

Библ. 12 назв.

УДК 551.8 (262.5)

Изменения уровня Черного моря в позднем голоцене и палеотопография археологических памятников Северного Причерноморья античного времени. Шилих К.К. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с.158.

В статье излагаются основные условия правильной реконструкции топографии прибрежных археологических памятников: точная датировка памятника; археологическое и геоморфологическое изучение его и знание относительных изменений уровня моря во времени. Кратко изложена история исследования изменений уровня Черного моря археологами и геологами. Показаны сходство кривых изменения уровня моря по П.В.Федорову и Е.Н.Невесскому, а также сходство этих кривых с кривой изменения увлажненности, по А.В.Шиятникову. Приводятся точные, полученные автором для уточнения кривой П.В.Федорова. Предлагается для получения новых данных закладывать буровые скважины в вершинах лиманов, не принимающих в себя значительных рек.

Ил.2. Библ. 14 назв.

Опыт сравнительной характеристики литологии подводных каньонов Ингурского (Черное море) и Ла Холья (Тихий океан). Сафьянов Г.А. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с.164.

Хорошая литологическая изученность подводных каньонов Ингурского и Ла Холья позволила провести сравнительную характеристику их осадков. Первый из них представляет типичный пример приустьевомго каньона, а второй – каньона, получающего осадки из береговой зоны при их вдольбереговом перемещении. Для обоих случаев показаны элементы градулометрической и минералогической дифференциации осадков вдоль русел каньонов. Наиболее ярко минералогическая дифференциация проявляется в приустьевом каньоне. Показаны также основные различия литологии каньонов обоих типов.

Ил. 3. Библ. 7 назв.

УДК 551.41(2105):551.350.54:551.7

Соотношения динамики берегов арктических и южных морей. Попов Б.А. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с.171.

Выявляются и анализируются особенности динамики морских берегов, обусловленные проявлением климатических факторов Арктики (ледовый режим и многолетняя мерзлота). Устанавливаются соотношения между развитием берегов арктических и южных морей в виде обобщенного масштаба времени. Отмечается возможность рассматривать современные арктические бассейны как прототип водоемов южных широт в периоды существенных похолоданий климата и, исходя из этого, производить, используя временные масштабы, палеогеографические построения. Рассматривается аспект приложения полученных результатов к реконструкции и прогнозированию береговых процессов, в частности методом природных аналогий, пользуясь которым воздействием одних пассивных берегоформирующих факторов в известных пределах можно имитировать воздействием других.

Библ. 19 назв.

УДК 551.41 (262.5)

Некоторые особенности литодинамики осадков шельфа северо-запада Черного моря в голоцене по терригенным компонентам. Новиков а З.Т. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с.180.

Минералогический метод используется как индикатор для выяснения палеогеографической обстановки прибрежной зоны шельфа северо-запада Черного моря. Вскрываются механизмы образования аккумулятивных тел и дифференциация обломочного материала в них во времени и пространстве в течение голоцена, что позволяет вести направленные поиски погребенных россыпей в отдельных районах акватории северо-запада Черного моря.

Ил.2. Библ. 4 назв.

Динамика донных осадков Азовского моря, Хрусталеv Ю.П., Мамыкина В.А. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с.187.

На основании многолетних исследований распределения основных литологических типов донных отложений Азовского моря авторы приходят к выводу об интенсивной сезонной динамике осадков, обусловленной гидродинамическими условиями, объемом и вещественным составом поступающего терригенного материала. Так, в 1969 г. площадь глинистых илов занимала около 75% от акватории Азовского моря, что было обусловлено выносом с золотой пылью 50 млн.т преимущественно глинистой фракции. Тем не менее площадь распространения различных типов осадков под влиянием морфометрии водоема и гидродинамического режима сохраняет свои постоянные контуры.

Табл.2. Ил.1. Библ.6 назв.

УДК 551.350

Связь изменений донного рельефа во время шторма с изменением содержания тяжелых минералов в поверхностном слое наносов, Юркевич М.Г. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с.193.

На основании анализа данных натуральных наблюдений рассматриваются особенности процессов деформаций рельефа подводного склона и дифференциации материала по удельному весу под воздействием различных волновых режимов. Анализируется возможный характер взаимосвязи между этими процессами. Отмечается, что важная роль в процессе формирования, регенерации или захоронения очагов полезных компонентов на подводном склоне принадлежит структуре волнений.

Табл. 2. Ил.2. Библ. 12 назв.

УДК 551.41 (262.5)

Палеогеохимические условия распределения микроэлементов в древнечерноморское и нововаксинское время в донных осадках Черного моря, Митропольский А.Ю. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с.201.

Для реконструкции палеогеохимических условий накопления и распределения микроэлементов в донных осадках древнечерноморского и нововаксинского бассейнов последние исследовались способом приближенно-количественного спектрального анализа. Для 16 микроэлементов подсчитаны средние содержания по горизонтам, определены кларки для региона, выявлен комплекс элементов, характеризующих ту или иную сторону палеорельефа, палеогеологии и т.д. Установлен элемент-индикатор - молибден, характеризующий древнечерноморские отложения. Построены с помощью ЭВМ "Минск-22" картосхемы распределения молибдена в древнечерноморских и нововаксинских осадках.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 5 назв.

Молибден и мышьяк как индикаторы современного осадкообразования (на примере Черного моря). Пилипчук М.Ф. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с.208.

Рассматривается геохимическое поведение молибдена и мышьяка на фоне процессов осадкообразования в Черном море в голоцене. Распределение молибдена и мышьяка в нововоксинских, древнечерноморских и современных отложениях отражает ряд взаимосвязанных явлений, имевших место при эволюции Черного моря. Основной причиной накопления этих элементов в осадках в посленововоксинское время является прорыв средиземноморских вод в черноморский бассейн, что повлекло за собой расцвет планктона и образование анаэробной среды в водной толще.

Табл. 3. Ил. 2. Библ. 18 назв.

Влияние литологических и палеогеографических факторов на формирование основных водо-физических свойств четвертичных отложений глубоководной зоны Черного моря. Ольштынский С.П., Емельянов В.А. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 216.

Приводятся данные по влажности, объемному весу, коэффициентам пористости и фильтрации, а также пластической прочности четвертичных глубоководных отложений Черного моря. Показана их связь с литологией осадков и содержанием органического вещества. Отмечается, что диагенетические процессы на данном этапе формирования осадка не могут полностью затухивать внутренние (литолого-вещественные) особенности, сложившиеся в момент его отложения в определенной палеогеографической обстановке.

Ил. 2. Библ. 13 назв.

Литология и физические свойства донных отложений Бейсугского лимана Азовского моря. Кофф Г.Л. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 222.

В разрезе донных отложений Бейсугского лимана Азовского моря выделяются текучие и скрытотекучие неуплотненные глинистые илы, подстилаемые на 6–9 м туго- и мягкопластичными глинами. На 18–20 м залегают слабоуплотненные переслаивающиеся глины, супеси и суглинки с линзами песков. В толще донных отложений выделены четыре литогенетические зоны, последовательно включающие илы верхних горизонтов (до 3,5 м), илы нижних горизонтов (3,5 – 6 м), глины (6 – 18 м) и переслаивающиеся текучепластичные глинистые отложения. Состав верхних горизонтов (6–7 м) глин указывает на прорыв в осадконакоплением. Исследования микроструктуры, выполненные с помощью сканирующего электронного микроскопа и специального электронного устройства, позволили установить некоторые особенности изменения строения илов по разрезу.

УДК 551.352 (262.8)

Условия формирования и особенности распределения минерального состава верхнечетвертичных отложений Среднего и Южного Каспия. Кулакова Л.С. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 226.

На основе изучения минерального состава алевритовой и глинистой фракций новокаспийских и верхнехвалынских отложений проведено минералогическое районирование Среднего и Южного Каспия. Выявлены особенности распределения основных минеральных компонентов этих отложений, выделено 10 минералогических зон. Установлены закономерности формирования их минерального состава и влияние на них рельефа дна, особенностей циркуляции водных масс, геохимических условий бассейна, грязевого вулканизма. Восстановлены существующие направления основных потоков обломочного материала и распределение его по дну в новокаспийском и верхнехвалынском бассейнах.

Ил. 2, Библ. 3 назв.

УДК 551.35:551.19:56

К биофациальному анализу донных осадков Южного Каспия. Супрунова Н.И. "Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР". М., "Наука", 1977 г., с. 235.

В статье содержатся результаты биофациального анализа четвертичных отложений Каспийского моря, вскрытых скважинами в районе Бакинского архипелага. Рассмотрена возможность использования бентальной фауны моллюсков, остракод и фораминифер в качестве индикаторов среды осадконакопления: изменений солёности, глубины, температуры, характера грунта, гидродинамического и газового режимов бассейнов. На основании наблюдений над остатками фауны и литофациальными особенностями отложений выявлено, что степень сохранности организмов в ископаемом состоянии зависит от качественного и количественного состава фауны, рельефа дна, гидродинамических, физико-химических условий и темпов осадконакопления.

Библ. 8 назв.