

Ф. А. ЩЕРБАКОВ, П. Н. КУПРИН, Ю. Г. МОРГУНОВ

ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

Несмотря на значительное внимание, которое уделялось различными исследователями геологии Черноморской впадины, изучение авторами осадков континентальной окраины позволило получить новые данные о позднечетвертичном развитии этого бассейна. Это объясняется тем, что предыдущие исследования концентрировались в глубоководной впадине [Архангельский, Страхов, 1938; Degens, Ross, 1972, и др.] и в узкой прибрежной зоне [Невесский, 1967]. Между тем, как оказалось, окраина континента и, особенно, краевая зона шельфа — ключевые области для решения ряда проблем позднечетвертичной истории. Причина этого — условия осадконакопления в данной зоне. Прежде всего надо отметить, что здесь мощности осадков, часто весьма значительные на шельфе и у подножия континентального склона, уменьшены. Это дает возможность (как получилось в наших исследованиях) даже при помощи грунтовых трубок проходить довольно значительные отрезки толщи плейстоценовых отложений. В то же время на краю шельфа, на глубинах около 100 м и более, мы имели возможность получать непрерывные разрезы морских четвертичных отложений, так как эта зона шельфа практически находится за пределами четвертичных колебаний уровня Мирового океана. Разрезы четвертичных отложений края шельфа имеют значительное преимущество перед непрерывными разрезами, полученными в глубоководной части морских бассейнов. Оно заключается в том, что, отлагаясь все время под уровнем моря, осадки края шельфа непрерывно находятся под влиянием изменений уровня, резко реагируя на колебания с амплитудой в первые десятки метров и даже в несколько метров. В глубоководных же условиях такие колебания часто почти не отражаются на литологии осадков и могут быть зафиксированы лишь в результате специальных (например, микропалеонтологических) исследований.

Исходя из высказанных соображений, авторы в течение ряда лет занимались детальным исследованием колонок позднечетвертичных отложений шельфа, континентального склона и его подножия всего севера Черного моря от Дуная до Анапы. Мы выделили, как опорные, разрезы позднечетвертичных отложений внешнего шельфа северной части Черного моря (в основном к югу от Крыма), расчленили их по фауне моллюсков и абсолютному возрасту, с успехом применив схему Архангельского и Страхова [1938], детализированную Л. А. и Е. Н. Невесскими [1961]. Проводя тщательную корреляцию этих разрезов с довольно хорошо стратифицированными осадками северной части впадины Черного моря [Куприн, Щербаков, Моргунов, 1974], мы смогли применить детальную схему Л. А. и Е. Н. Невесских для расчленения по литологическим признакам глубоководных отложений позднечетвертичного возраста. Прделанная работа позволяет нам теперь значительно детализировать, а в некоторых случаях и представить иначе, картину позднечетвертичной истории Черного моря.

Один из наиболее интересных результатов исследования позднечетвертичных отложений края шельфа южного Крыма (рис. 1) — обнаружение в низах полученных грунтовыми трубками колонок грубозернистых, обычно песчано-галечных, отложений, представляющих собой прибрежные фации. Среди них были обнаружены и такие, которые можно было характеризовать как пляжевые, поскольку они были сложены почти нацело галечным материалом. Такие отложения были прослежены до глубин 80—90 м по отношению к современному уровню моря [Куприн, Забелина, Щербаков, 1975]. Эти отметки, по нашему мнению, фиксируют наиболее низкий уровень, которого достигло Черное море при своей регрессии в верхнем плейстоцене.

В самих этих прибрежных грубозернистых осадках довольно много раковин моллюсков, а непосредственно выше и ниже их часто залегают прослой ракушечников. Вся эта фауна представлена исключительно *Dreissena rostriformis*, что указывает на плейстоценовый возраст осадков. Следует отметить, что наличие раковин этих моллюсков в относительно мелководных осадках, возможно, требует некоторого пересмотра считавшихся ранее типичными глубин распространения этого моллюска. Присутствие ракушки в значительных количествах дало возможность определить абсолютный возраст этих древних пляжей. Оказалось, что вскрытые нами прибрежные фации накапливались на краю шельфа в период от 18 тыс. до 12—15 тыс. лет назад.

Сказанное заставляет предполагать, что в тот период огромные пространства исследованного авторами шельфа севера Черного моря, а также территория Азовского моря, были сушей (см. рис. 1). В отношении северо-западной части данного района это было подтверждено авторами благодаря тому, что здесь во многих случаях под слоем морских осадков были вскрыты подстилающие их континентальные плейстоценовые и дочетвертичные породы [Куприн, Забелина, Щербаков, 1975]. Выяснилось, что значительная, особенно центральная, часть северо-западного шельфа Черного моря была покрыта песчано-алевритовыми осадками аллювиального генезиса, заполнявшими обширную аллювиально-озерную равнину. По-видимому, по этой равнине протекали устьевые части палео-Днепра, палео-Днестра и какого-то водотока, имевшего обширную долину на месте Каркинитского залива. Существовали также и отдельные, несколько меньшие по размерам долины палео-Сараты на западе, а на востоке долины небольших рек бассейна степного Крыма. Судя по всему, дельта Дуная в то время располагалась значительно южнее, в пределах румынского шельфа. Аллювиальную равнину северо-западного шельфа делили на ряд отдельных долин пологие водоразделы, сложенные вскрытыми нами лёссовидными суглинками и пестрыми глинами и песками, аналогичными верхнеплиоценовым породам Южного Причерноморья. Небольшое количество образцов этих последних и их тесный контакт с современными морскими осадками не позволили определить окончательно их возраст по остракодам. Исследование этих микрофосилий выявило лишь смешанный комплекс, содержащий наряду с плиоценовыми (куяльницкими) и современные формы.

Очень похожей на описанную выше была обстановка в конце верхнего плейстоцена и в Керченско-Таманском районе и, особенно, на всей территории Азовского моря. При уровне моря на 80—90 м ниже современного сушей был не только весь черноморский шельф данного района, но и впадина нынешнего Азовского моря. Рельеф этой суши на месте Керченского и Таманского полуостровов был сложным. Здесь выделяется ряд палеодолин таких рек, как Кубань и Дон. Соответствующие этой обстановке аллювиальные и перекрывающие их лагунно-лиманные осадки

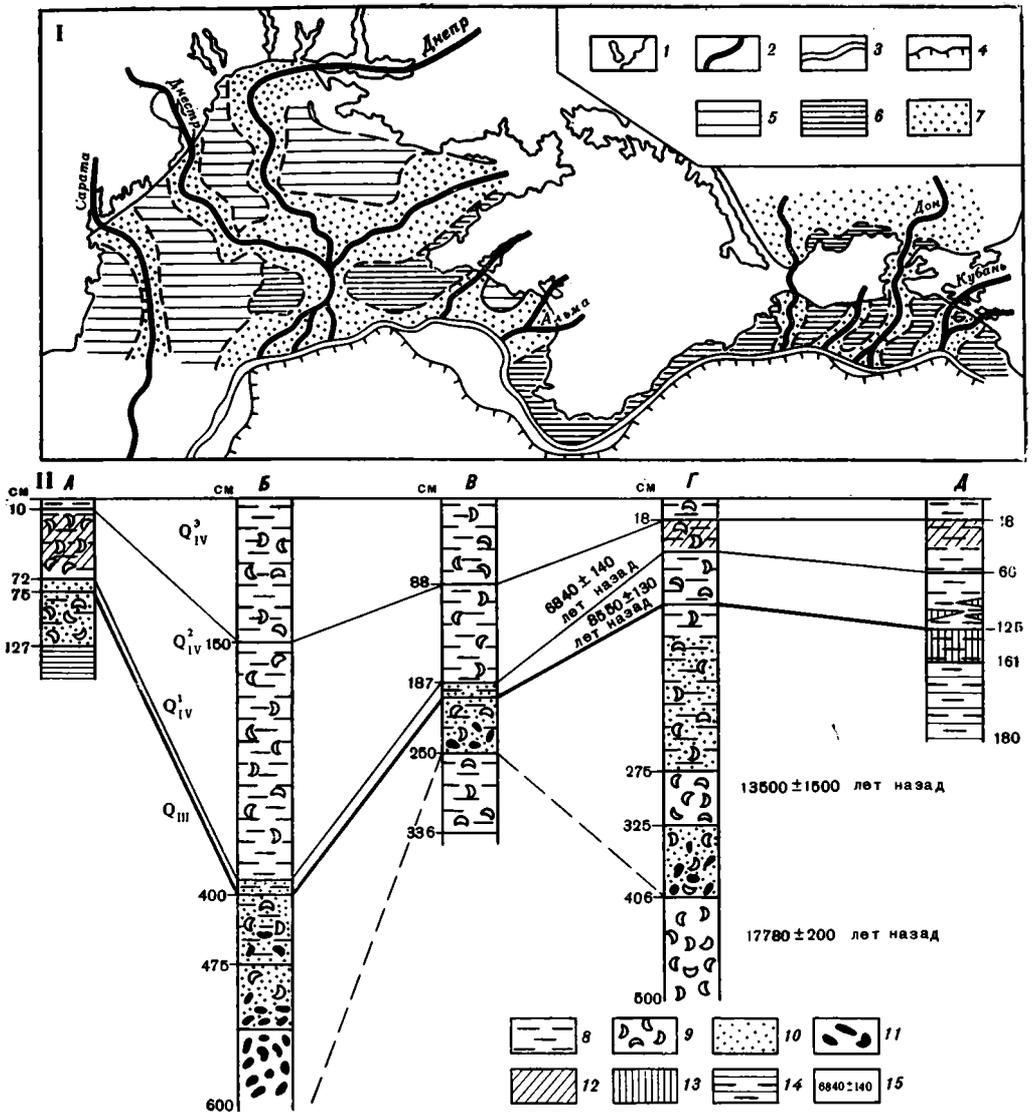


Рис. 1. Палеогеография (I) и опорные разрезы отложений (II) шельфа севера Черного моря

- 1 — современная береговая линия;
- 2 — палеореки;
- 3 — верхнеплейстоценовая береговая линия;
- 4 — край шельфа;
- 5 — лёссовидные суглинки плейстоцена;
- 5 — дочетвертичные породы различного состава;
- 7 — аллювиальные отложения плейстоценового возраста;
- 8 — илы;
- 9 — ракуша;
- 10 — пески и алевриты;
- 11 — галька;
- 12 — сапропелеподобный ил;
- 13 — гидротроиллитовый ил;
- 14 — окисленные глинистые новоэвксинские илы;

15 — абсолютный возраст по С¹⁴;

Q¹_{IV} — нижний голоцен (бугазско-витязевские слои),

Q²_{IV} — средний голоцен (каламитские слои),

Q³_{IV} — верхний голоцен (джеметинские слои).

A — разрез отложений северо-западной части дна Черного моря с глубины 39 м;

B — разрез отложений шельфа Южного Крыма с глубины 78 м;

V — то же, с глубины 84 м;

Г — то же, с глубины 100 м;

Д — разрез отложений подножия континентального склона северо-западной части Черного моря с глубины 830 м.

обнаружены в последнее время при бурении в Керченском проливе в основании заполняющей этот желоб толщи верхнечетвертичных отложений [Скиба, Щербаков, Куприн, 1975]. Обнаружены и отложения авандельты Дона на черноморском шельфе Керченского полуострова, что подтверждает соответствующие предположения Н. И. Андрусова [1926]. Эти долины субмеридианального направления разделялись сравнительно неширокими водоразделами, сложенными в основном породами плиоцена, нижнего и среднего плейстоцена.

Большой простотой рельефа отличалась территория, соответствующая нынешнему Азовскому морю. По-видимому, это была огромная аллювиально-озерная равнина, выполненная соответствующими отложениями. Выступы более древних плейстоценовых образований (главным образом, лёссов) занимали ограниченные площади. Основание для такого утверждения дают обширные материалы по бурению в Азовском море, обобщенные Е. Ф. Шнюковым и другими [1974]. Этими исследователями под толщей голоценовых морских осадков были вскрыты песчано- и глинисто-алевритовые отложения, которые хорошо коррелируются с такими же образованиями аллювиального генезиса, распространенными на шельфе северо-западной части Черного моря. Возможно, что в этот момент на какое-то время прерывалась связь Черного моря с Каспийским, уровень которого в этот период как раз тоже понизился (послехвалынская регрессия). При этом, правда, нельзя исключить односторонний сток из Каспия через устьевую часть долины Дона, куда мог впадать Маныч.

По сравнению с описанными выше районами шельфа Черного моря у южного берега Крыма обстановка мало отличалась от современной. Можно себе представить лишь, что эта территория была относительно более пологой, чем теперь, частью южного склона Яйлы, в строении которой большую роль играли оползневые массивы и делювиальные шлейфы. По-видимому, в связи с отсутствием здесь в то время шельфового мелководья абразия берега могла быть более интенсивной, чем сейчас.

В рассматриваемый момент максимального падения уровня Черного моря в самом конце верхнего плейстоцена в пределах всей северной части этого бассейна шельфа практически не существовало. Это создавало условия для непосредственного выноса огромных масс терригенного материала на континентальный склон и к его подножию. Надо учесть еще, что реки данного бассейна несли в то время больше обломочного и взвешенного материала, хотя бы в силу значительного понижения базиса эрозии. В такой ситуации на склоне и у его подножия чрезвычайно активно протекали различные склоновые процессы, связанные со скольжением вещества осадков по склону. К наиболее активным таким процессам относятся мутьевые потоки, широко были развиты оползневые процессы разных масштабов. В соответствии с этим верхнеплейстоценовые осадки подножия континентального склона Черного моря отличаются повсеместным развитием турбидитоподобных толщ и образований, связанных с оползневыми процессами. Для голоценовых, особенно позднеголоценовых осадков, это нехарактерно: в них такие текстуры строго приурочены к каналам стока твердого материала по склону, особенно таким, как подводные каньоны.

Совершенно исключительные масштабы сноса осадочного, прежде всего глинистого, материала по континентальным склонам Черного моря в верхнем плейстоцене создали условия для его накопления даже на крутых участках склона типа крымского и кавказского. В результате такие склоны в основном покрыты глинистыми отложениями плейстоцена (в них была обнаружена соответствующая фауна), отличающимся по-

вышенной плотностью, которая возникла в процессе самого накопления при скольжении по склону. Именно эти глинистые осадки образуют большую часть поверхности крутых склонов, по которой ныне скользят более молодые осадки. Такие же глины слагают крутые стенки кавказских каньонов, врезающихся в них в настоящее время.

Как видно на рис. 1 (В и Г), под грубыми прибрежными и пляжевыми осадками верхов плейстоцена вскрываются ракушечники или даже илы, образовавшиеся, несомненно, на несколько больших глубинах. Возраст верхних горизонтов этих отложений, определенный по содержанию радиоуглерода в раковинах моллюсков *Dreissena rostriformis*, как указывалось, оказался около 18 тыс. лет назад. Такие данные наводят на мысль о том, что до 18 тыс.—20 тыс. лет назад уровень Черного моря был несколько выше, чем в самом конце плейстоцена. Вероятно, он находился на отметках —50 или —60 м. Такой, несколько более высокий, чем минимальный, уровень Черного моря может отвечать верхам среднего юр-ма и соответствовать некоторому повышению уровня Мирового океана, связанному с интерстадиальным потеплением.

Таким образом, описанное выше понижение уровня Черного моря до 80—90 м ниже современного представляется нам лишь краткой (всего 3—4 тыс. лет) осцилляцией уровня. Это кратковременное понижение было последним, так как перекрывающие соответствующие ему прибрежные пески отложения представляют собой единую трансгрессивную серию, заканчивающуюся современными осадками. Начало этой интенсивной новейшей трансгрессии фиксируется в интервале 12 тыс.—15 тыс. лет назад по радиоуглероду в раковинах *Dreissena rostriformis* в основании трансгрессивной толщи.

Уже 7 тыс.—8 тыс. лет назад уровень данного бассейна достиг отметки —30 м. Об этом говорит тот факт, что выше таких отметок морские осадки новоэвксинского возраста на шельфе не встречаются, а непосредственно на размытой поверхности континентальных пород залегают более молодые осадки голоцена. Таким образом, скорость поднятия уровня Черного моря на первых этапах его верхнеплейстоценовой трансгрессии могла колебаться в пределах от 60 см до 1 м в 100 лет. Сопоставляя все эти данные с обширными материалами о новейшей истории Мирового океана, мы приходим к выводу о полной синхронности поднятия уровня Черного моря в верхнем плейстоцене его трансгрессии.

Сделанный выше вывод не очень согласуется с тем, что писали ранее о позднечетвертичной истории Черного моря, связывая его трансгрессию только с проникновением вод Средиземного моря. Н. М. Страхов [1971], а также Degens и Ross [1972] писали о начале черноморской трансгрессии лишь 7 тыс.—8 тыс. лет назад, после «прорыва» средиземноморских вод.

Изучение низов трансгрессивной серии осадков края шельфа на севере Черного моря (рис. 1Г) показало, что в этой толще содержатся только раковины *Dreissena rostriformis*. Лишь в тех горизонтах, возраст которых приближается к 8 тыс. лет, появляется некоторое количество створок *Mopodaspa caspia*. Резкое же изменение комплекса фауны, связанное с появлением средиземноморских видов, происходит несколько выше и отвечает горизонту, абсолютный возраст которого приближается уже к 7 тыс. лет. Все это говорит о том, что первый, самый быстрый этап трансгрессии Черного моря, за время которого его уровень поднялся на 50—60 м, проходил без изменения солености бассейна. Такая ситуация могла возникнуть лишь при условии, что причиной трансгрессии Черного моря на первых ее этапах не было проникновение средиземноморских вод. Единственным источником пресных вод, вызвавшим такое повышение

уровня, представляется усилившийся сток рек, впадавших в Черное море и в плейстоцене, таких как палео-Дунай, палео-Днестр, палео-Днепр, палео-Дон и палео-Кубань. Это, в свою очередь, естественно связывать с общими климатическими изменениями, характерными для позднего плейстоцена, вызвавшими поднятия как уровня Мирового океана, так и Черного моря.

Помимо приведенных выше данных о палеогеографии Черного моря в позднем плейстоцене, в последнее время появились и другие данные, позволяющие представить по-новому гидрологию рассматриваемого бассейна в то время. Речь идет о новых сведениях, опубликованных Р. Шолтенем [Sholten, 1974], о строении дна пролива Босфор. Проведенное там бурение показало, что врез этой долины в коренные породы достигает 100 м. Долина выполнена рыхлыми молодыми осадками, точных данных о составе и возрасте которых не приводится. Однако имеющихся сейчас сведений о геологии Босфора достаточно, чтобы предполагать, что в верхнем плейстоцене могло и не быть полной изоляции Черного моря от Средиземного. По-видимому, в то время отсутствовал порог, но при весьма малой глубине пролива и низком уровне Средиземного моря происходил лишь односторонний сток полупресных вод Черного моря в Средиземное. Естественно, что отдельные, даже небольшие изменения уровней этих бассейнов могли быть достаточными для того, чтобы время от времени средиземноморская вода проникала в Черное море. Об этих проникновениях могут свидетельствовать находки морских и даже океанических форм диатомовых водорослей в отдельных горизонтах полупресноводных осадков верхнего плейстоцена Черного моря [Забелина, Щербаков, 1975].

Описанная выше ситуация существовала некоторое время и в начале позднеплейстоценовой трансгрессии Черного моря до тех пор, пока поднятие уровня Средиземного моря и увеличение глубины Босфора не привело к резкому изменению водного баланса в пользу средиземноморских вод. Это произошло в интервале 7 тыс.—8 тыс. лет назад, и такое событие отвечает нашему теперешнему представлению о «прорыве» средиземноморских вод в Черное море, что и привело к наблюдаемой в нем ныне структуре водных масс с характерным наличием сероводородной зоны.

Проведенные в последние годы исследования позволяют достаточно уверенно сопоставлять плейстоценовые и новоэвксинские отложения шельфа с соответствующими осадками глубоководной впадины. Эти отложения вскрываются в низах большей части глубоководных колонок и представляют собой терригенные, часто турбидитоподобные, бескарбонатные и бедные органическим веществом илы. В северной части Черноморской впадины кровля этих отложений четко маркируется горизонтом осадков, резко обогащенных сульфидами железа (в основном, гидротроилитом). Появление этого горизонта связано с резким восстановлением обогащенных железом и окисленных илов плейстоценового возраста, связанным с проникновением средиземноморских вод 7 тыс.—8 тыс. лет назад и возникновением сероводородного заражения. В южной части бассейна, по данным Дегенса и Росса [Degens, Ross, 1972], такой маркирующий горизонт не выражен, однако граница между существенно терригенными и биогено-карбонатными (нанноилами) осадками маркируется четко. Возраст ее указанные авторы определяют по радиоуглероду в 7 тыс. лет назад. Благодаря активному действию склоновых процессов, о которых говорилось выше, в верхнем плейстоцене в глубоководную впадину сносилось значительное количество мелких остатков моллюсков рода *Dreissena* и их личинок. Это дало возможность Л. А. Невесской [1974а, б] определить эти остатки и отнести к верхнему плейстоцену и по-

возвксину терригенные, бескарбонатные отложения глубоководной впадины.

Все сказанное выше показывает, что кровля солоноватоводных осадков Черного моря хорошо фиксируется на шельфе по смене фауны моллюсков, а в глубоководной впадине — по изменению состава осадков и содержащейся в них флоре диатомовых [Забелина, Щербаков, 1975]. Возраст этой кровли колеблется в интервале 7 тыс.—8 тыс. лет назад. Анализируя представленные на рис. 1 и многочисленные другие разрезы верхнечетвертичных отложений континентальной окраины Черного моря, мы не могли выделить в них какой-либо геологической границы, отвечающей возрасту 10 тыс. лет назад. Совершенно очевидно, что для черноморских разрезов это лишь изохронная поверхность, которая практически не может считаться стратиграфической границей. Здесь выделяются два рубежа: один — возраста 12 тыс.—15 тыс. лет назад, отвечающий началу позднеплейстоценовой трансгрессии, и другой — возрастом 7 тыс.—8 тыс. лет назад, соответствующий окончанию периода самого интенсивного поднятия уровня и началу замедления трансгрессии. Оба эти события, четко фиксируемые в черноморских разрезах, отражают также и основные глобальные этапы последней трансгрессии Мирового океана и связаны с основными моментами начала и конца дегляциации на суше. Именно поэтому геологические (литологические) границы с возрастом 7 тыс.—8 тыс. лет назад прослеживаются в отложениях шельфов и в других районах Мирового океана. Такая граница выделяется фактически в осадках Белого моря между ледниково-морскими и морскими отложениями [Медведев, Невеский, 1970]. Даже если обратиться к классическим разрезам голоцена Прибалтики [Нейштадт, 1965], то и там наиболее значительной в геологическом плане представляется граница между борельным и атлантическим периодами с возрастом около 8 тыс. лет назад. Все это подводит нас к мысли, что наиболее рациональной стратиграфической границей между голоценом и плейстоценом должен быть выбран рубеж, отвечающий концу дегляциации, произошедшей 7 тыс.—8 тыс. лет назад.

Больше всего нового материала при изучении позднечетвертичных отложений континентальной окраины Черного моря было получено по новозвксинским осадкам. Однако имеются и некоторые интересные детали строения собственно голоценовых, надновозвксинских осадков внешнего шельфа и особенно его края, а также и глубоководной впадины. Как было установлено Л. А. и Е. Н. Невескими [1961], прибрежные отложения современной, собственно черноморской стадии развития исследованного бассейна начинаются с переходных (бугазско-витязевских или нижнедревнечерноморских) слоев. Своеобразие разрезов внешнего (с глубин 40—50 м и более) шельфа и особенно его края (на глубинах около 100 м) состоит в том, что слои, содержащие смешанную каспийскую и средиземноморскую фауны моллюсков, имеют очень небольшую мощность. Как правило, горизонт с фауной *Dreissena rostriformis*, *Monodacna caspium*, *Cardium edule*, *Mytilus galloprovincialis* в указанных зонах шельфа имеет мощность несколько, часто 2—3 см. Мощность этого горизонта в прибрежной зоне (глубина 30—40 м и меньше), которую и изучала Л. А. Невеская, быстро увеличивается, так же как и мощность других стратиграфических горизонтов. Однако малая мощность бугазско-витязевских слоев на внешнем шельфе указывает на крайне быструю смену фаун моллюсков, отражающую быстрое осолонение Черного моря после начала проникновения средиземноморских вод. Эта смена была так внезапна, что местами в разрезах края шельфа переходные слои вообще не могут быть выделены, и осадки с фауной дрейссен и монодакн непосред-

ственно граничат с отложениями, содержащими только моллюски «средиземноморского» типа.

Однако у подножия континентального склона и во впадине Черного моря, где мощность собственно голоценовых (надновоэвксинских) отложений по сравнению с краем шельфа возрастает, такие «переходные» от полупресноводных осадков верхнего плейстоцена к «нормальным» черноморским илам отложения выделяются. Это, в отличие от новоэвксинских, уже довольно карбонатные и обогащенные органическим веществом глинистые илы. Они, однако, менее карбонатны и менее обогащены органикой, чем лежащие выше верхнедревнечерноморские (каламитские) илы.

В северной части глубоководной впадины моря бугазско-вятизевские слои залегают на резко сульфидизированных гидротроилитовых илах кровли новоэвксина, а перекрываются сапропелеподобными илами каламитского возраста [Куприн, Щербаков, Забелина и др., 1975]. В последнее время такие слои были выделены Л. А. Невесской [1974] по фрагментам фауны моллюсков из колонок осадков, полученных на судне «Атлантис-II» в центральных и южных районах глубоководной впадины Черного моря. Говоря о бугазско-вятизевском этапе развития Черного моря, необходимо отметить еще одно связанное с ним важное событие. По-видимому, в это время, то есть около 6 тыс.—7 тыс. лет назад, началось заполнение котловины Азовского моря, собственно морской этап его существования. Этот момент также был началом накопления толщи морских отложений, состоящих, как показано ранее [Хрусталева, Щербаков, 1974], из древнеазовских (каламитских) и новоазовских (джеметинских) слоев.

Как показало выделение каламитского (верхнедревнечерноморского) горизонта в осадках внешнего шельфа и впадины, это был весьма важный этап в позднечетвертичном развитии Черного моря. В толще отложений внешнего шельфа к каламитскому горизонту относятся довольно мощные отложения глинистых илов или ракушечников, залегающих на бугазско-вятизевских слоях и содержащих фауну почти исключительно *Mytilus galloprovincialis*. Лишь в единичных экземплярах присутствуют мелкие раковины *Cardium edule*. В этом — существенное отличие каламитского комплекса осадков более глубокой зоны шельфа от таких осадков прибрежной зоны, для которой характерен богатый видовой состав. По существу на глубинах более 40—50 м каламитские осадки представлены обычным мидиевым илом в понимании Архангельского и Страхова [1938]. Характерный для него мидиевый комплекс фауны существовал на этой части шельфа при уровнях моря на 15—20 м ниже современного. Важная деталь строения каламитских осадков внешнего шельфа Черного моря — наличие в их составе осадков, обогащенных сапропелеподобным органическим веществом, присутствующим в качестве примеси как к глинистым илам, так и к ракушечникам. «Зараженный» таким образом сапропелем прослой в каламитских осадках служит маркирующим горизонтом, отражающим, с нашей точки зрения, единый для всего бассейна этап повышенного накопления органического вещества.

Наличие такого горизонта позволило нам сопоставить его с резко обогащенными органическим веществом сапропелевыми илами, которые хорошо выделяются в качестве отдельного горизонта в толще голоценовых осадков подножия континентального склона севера Черного моря. Считая основным этапом сапропеленакопления в каламитское время, мы и сапропелеподобные осадки глубоководных отложений относим теперь к каламитскому горизонту. Правомочность выделения такого горизонта в голоценовых осадках глубоководной впадины была в самое последнее время подтверждена Л. А. Невесской [1974] благодаря находкам прине-

сенных с шельфа фрагментов раковин моллюсков, а также их личиночных форм.

Говоря о каламитских сапропелеподобных осадках Черного моря, хотелось бы обратить внимание на то, что подобные осадки среднеголоценового возраста характерны и для Средиземного моря. Широкое распространение подобных отложений и их стратиграфическая приуроченность позволяют рассматривать их появление как результат потепления и общего увлажнения климата. Оба эти фактора способствовали интенсификации как биопродукции (в основном, диатомовых) в самом бассейне, так и сноса с суши растворенной и взвешенной органики почвенного покрова. Такая ситуация сложилась, как известно, во время климатического оптимума в среднем голоцене в атлантическом и частично суббореальном периоде.

Венчают разрез позднечетвертичных осадков Черного моря джеметинские слои Л. А. Невескоч [Невесская, Невесский, 1961], которые соответствуют верхнеголоценовому горизонту. Это — отложения, накапливающиеся практически при современных условиях, возникших по достижении Черным морем около 3 тыс. лет назад современного уровня. На большей части шельфа, по крайней мере до глубин порядка 40 м, это — глинистые, раковинные илы, в которых резко преобладают створки *Ma-diola phaseolina*. На глубинах более 50 м в джеметинских осадках присутствуют практически только эти формы, и осадки отвечают полностью представлению о фазеолиновом иле Архангельского и Страхова [1938]. С джеметинскими слоями шельфа мы сопоставляем тонкослоистые кокколитовые илы, залегающие на поверхности дна глубоководной впадины Черного моря. Таким образом, джеметинскими могут считаться только те глубоководные осадки, в которых кокколиты *Emiliania huxleyi* имеют осадкообразующее значение. Это, следовательно, отложения выделяемого Дегенсом и Россом [Degens, Ross, 1972] слоя 1, возраст нижней границы которого эти авторы определяют в 3 тыс. лет назад.

Выше мы говорили о тех аспектах позднечетвертичной истории Черного моря, которые были связаны с эвстатическим поднятием его уровня. Этот фактор был решающим в формировании нынешней конфигурации берега, а также строения толщи изученных нами отложений континентальной окраины севера Черного моря. Однако, как показало распределение основных типов фаций осадков и их мощностей, в упомянутом районе заметную роль в их размещении играли тектонические движения, которые испытывал северный борт Черноморской впадины. Картина таких движений, по-видимому, типична для края всей впадины, а сами они являются неотъемлемой частью позднечетвертичного этапа ее развития. Поэтому в заключение нашей работы мы остановимся на характеристике тектонических движений северного борта Черноморской впадины, выявленных на основе анализа рельефа шельфа, мощностей и фаций позднечетвертичных осадков (рис. 2). Анализ этих материалов показал, что северный борт Черноморской впадины может быть разделен на три зоны: западную (к западу от меридиана г. Николаев), центральную — крымскую и восточную — керченско-таманскую.

Западная зона характеризуется широким распространением минимальных мощностей отложений, а также тем, что ареалы равных мощностей имеют большие размеры и частично изометричны в своих очертаниях. Для рельефа этой зоны характерны крупные, относительно выровненные эрозийные возвышенности, разделенные пологими впадинами с аккумулятивным реликтово-расчлененным рельефом, унаследованным от плейстоцена. Среди осадков этого района преобладают ракушечники. Западная зона делится в свою очередь на две подзоны по меридиану

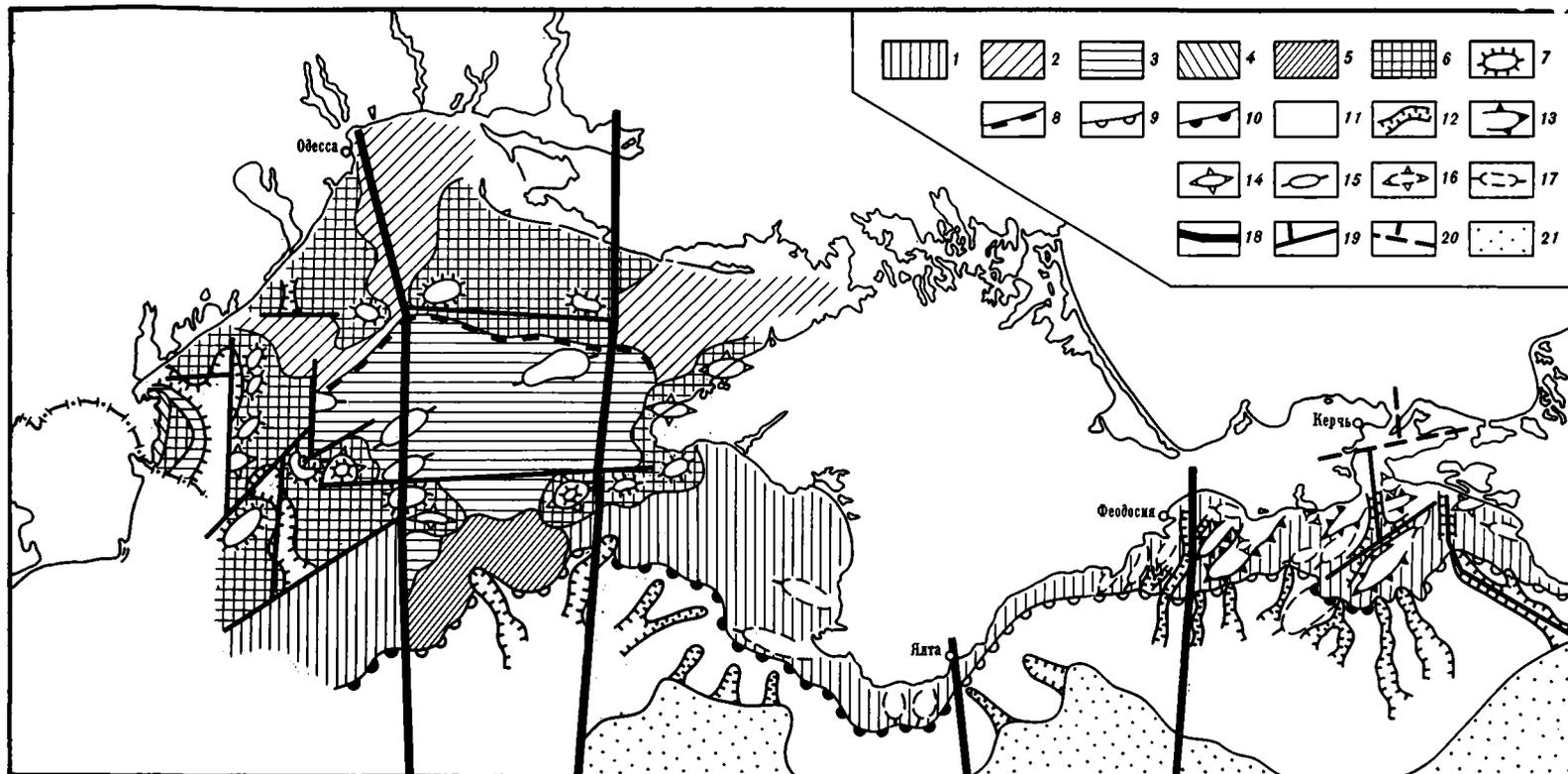


Рис. 2. Структурно-геоморфологическая схема северного борта Черноморской впадины

- 1 — морские аккумулятивные равнины;
- 2 — аллювиально-морские равнины;
- 3 — аллювиальные равнины плейстоценового * возраста;
- 4 — современные авандельты;
- 5 — затопленные плейстоценовые дельты;
- 6 — затопленные водораздельные пространства, сложенные плейстоценовыми покровными суглинками и другими породами;
- 7 — отдельные крупные эрозионные останцы;

- 8 — затопленные древние береговые линии;
- 9 — край шельфа стабильный;
- 10 — край шельфа опущенный;
- 11 — континентальный склон;
- 12 — каньоны, а также каньонообразные и долинообразные понижения рельефа дна;
- 13 — зоны новейших поднятий;
- 14 — локальные поднятия, выделенные по геофизическим данным и выраженные в рельефе;

- 15 — локальные поднятия, выделенные только по геофизическим данным;
- 16 — локальные поднятия, выделенные только по геоморфологическим данным;
- 17 — локальные поднятия, слабо выраженные в рельефе;
- 18 — крупные зоны разлома фундамента;
- 19 — разломы фундамента;
- 20 — предполагаемые разломы фундамента;
- 21 — континентальное подножие

г. Одесса. Одесско-дунайская подзона отличается более сложным рельефом, распределением мощностей и осадков в общем субмеридианально-го характера. К востоку от меридиана г. Одесса располагается подзона с относительно простым планом распределения мощностей и формами рельефа в основном широтной ориентировки.

Центральной, прикрымской зоне свойственно широкое развитие максимальных мощностей отложений и равномерное их распределение. Рельеф здесь выровненный, аккумулятивный, а среди осадков резко преобладают терригенно-глинистые отложения.

Восточная, керченско-таманская зона характеризуется резко и часто меняющимися мощностями отложений и фациями осадков, а также грядовым структурным рельефом северо-восточного — юго-западного простирания, четко увязанным с рельефом и структурой прилегающей суши.

На основе такого анализа мы составили схему новейших движений, контролировавших в позднечетвертичное время осадконакопление в данном районе.

Резкое и четкое разделение трех выделенных зон свидетельствует об активном проявлении в этот период крупных разрывных нарушений типа Николаевского, Феодосийского, Одесского разломов фундамента, фиксируемых по геофизическим данным [Чекунов, 1972]. Они служат границами раздела крупных мегаблоков, каждый из которых развивается сейчас по-своему. Западный мегаблок представляется относительно стабильным и характеризуется в позднечетвертичное время движениями по разломам блоков складчатого фундамента. При этом одесско-дунайская подзона отличается субмеридианальными блоками, а более восточная — крупными изометричными и грубоширотными. Центральный крымский мегаблок также делится по Ялтинскому разлому на две части. Западнокрымская часть представляет собой блок, испытывающий наиболее интенсивное погружение с перекосом в сторону его юго-западного края. В погружение втянуты ныне и Тарханкутский вал и так называемое Новоселовское поднятие и западная оконечность мегантиклинория Южного Крыма. Шельфовая часть прикрымской зоны к востоку от Ялтинского разлома представляется более стабильной или воздымающейся. Она находится в резком контрасте с близко прилегающей и опускающейся частью дна впадины. Восточный, керченско-таманский мегаблок является областью дифференцированных тектонических движений как шельфа, так и континентального склона, проявляющихся, в отличие от других блоков, в основном в виде пликативных нарушений осадочного чехла. Они имеют грядовый характер и уходят под дно Черноморской впадины [Терехов, 1974] к югу от Крыма. Здесь на участке дна впадины к югу от Феодосии сейсмоактивным профилированием обнаружены типичные диапировые складки (рис. 3, А), подобные таким же складкам, которые образуют упомянутые структуры Керченского полуострова. Так же, как и на полуострове, в прилегающей части впадины глины майкопского возраста протыкают практически горизонтально залегающие плиоцен-четвертичные осадки, деформируя их лишь по периферии свода диапира. Под дном прилегающей к юго-западному крылу части впадины обнаруживаются как диапиры, ядро которых выходит и даже выдвигается на поверхности дна, так и криптодиапиры, покрытые более или менее мощной толщей четвертичных осадков.

Интересный материал, касающийся новейших движений северного края морской впадины, дает и анализ современного положения края шельфа (см. рис. 3, Б). «Стандартное» его положение в этом районе маркируется глубиной 100 м и даже менее. Имеются, однако, отдельные переуглубленные участки: одесско-дунайский, западнокрымский и не-

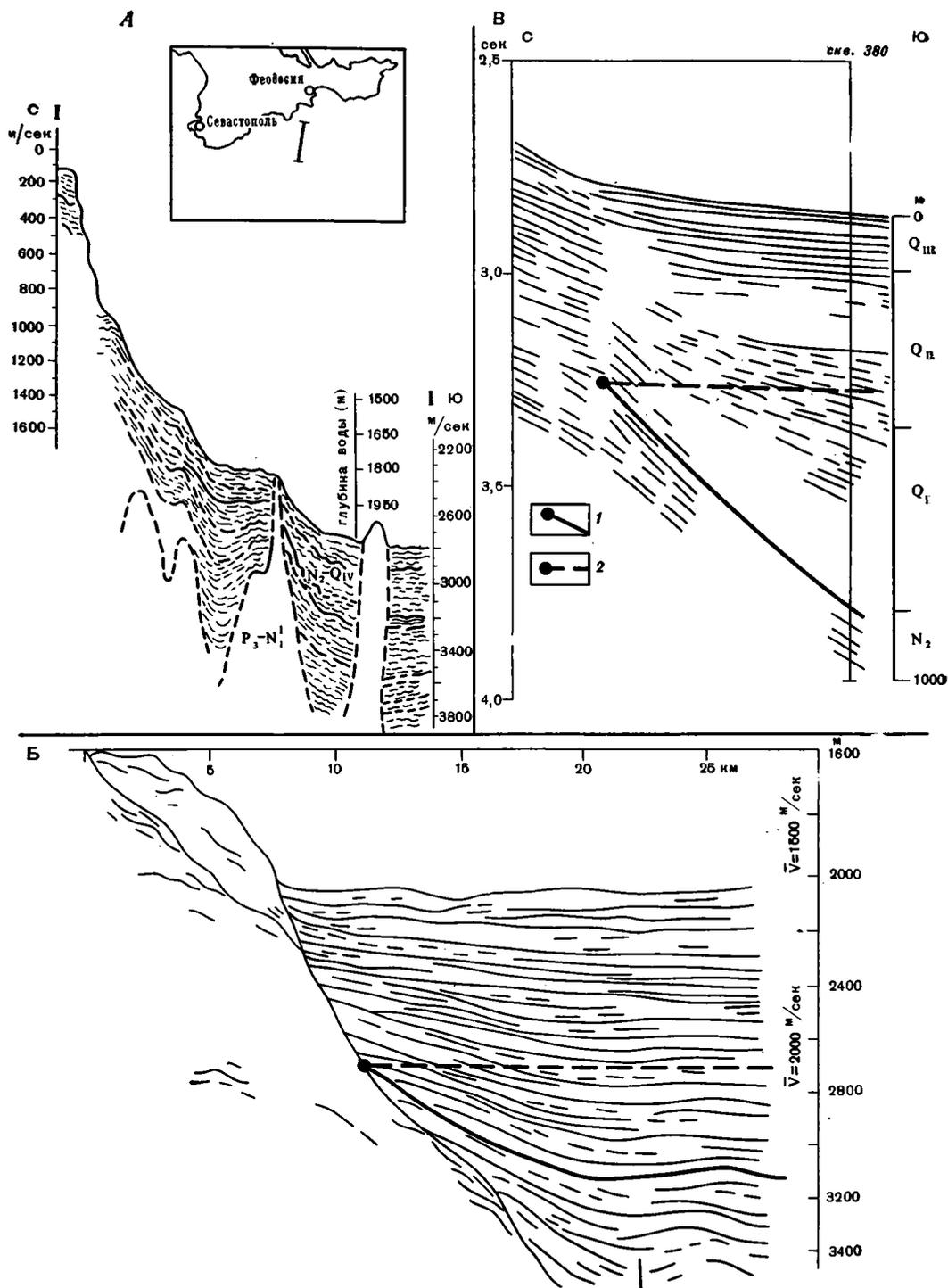


Рис. 3. Сейсмоакустические разрезы краевых частей северной (А и Б) и южной (В) окраин Черноморской впадины

1 — отражающий горизонт, соответствующий границе плейстоцена и плиоцена;

2 — предполагаемое положение осадков выделенного выше горизонта в момент их накопления

большой керченский. По-видимому, они отвечают тем участкам края шельфа, которые увлечены вслед за опускающимся дном впадины. Другие участки более стабильны. Выявляется, таким образом, ступенчатое опускание края шельфа при расширении впадины. В самое последнее время появились данные, позволяющие не только фиксировать опускание дна впадины в четвертичное время, но и оценить, очень приблизительно, конечно, порядок скоростей ее прогибания на современном этапе. Анализ данных сейсмоакустического профилирования у подножия континентальных склонов Крыма и Северной Анатолии [Initial Reports of DSDP, 1978] позволяет выделить участки, где под горизонтально залегающими слоями позднечетвертичных осадков обнаруживаются более древние горизонты, залегающие наклонно. С увеличением глубины и возраста осадков наклон этих слоев увеличивается. Есть все основания предполагать, что наклонные ныне слои накапливались на горизонтальной плоскости дна, и такое их первичное положение было нарушено в результате опускания дна впадины. Благодаря тому, что один из сейсмо-разрезов у берегов северной Анатолии совмещен со скважиной, пробуренной в 1975 г. э/с «Гломар Челенджер», мы можем определить возраст одного из отражающих горизонтов. Такой горизонт, вскрытый близ забоя одной из скважин, проходит где-то около предполагаемой границы плиоцена и плейстоцена. Можно принять его возраст равным около 2 млн. лет, считая, что тем самым возможная ошибка будет лишь занижать последующие расчеты. Представив мысленно горизонтальное положение этого горизонта, мы должны будем поднять его вверх примерно на 500 м. Это дает нам возможность предполагать, что за 2 млн. лет выделенный нами горизонт погрузился на 500 м. При этом скорость опускания составила величину порядка 25 см в 1000 лет. Анализ приведенных данных позволяет определить также, что в тот же период времени скорость осадконакопления примерно в два раза превышала скорость погружения и благодаря этому глубина впадины уменьшилась за четвертичное время примерно на 500 м. Надо учесть при этом, что расчет проводился для прибортовой части впадины, в центральных ее частях скорость погружения может быть выше, а темп осадконакопления — ниже приведенных величин.

Возвращаясь в заключение к северному борту Черноморской впадины, мы должны подчеркнуть, что определяющими для позднечетвертичного осадконакопления тектоническими движениями на северной окраине Черноморской впадины были движения по разломам блоков складчатого фундамента, вызвавшие соответствующие деформации в верхней части осадочного чехла.

Сопоставление этих данных со структурой поверхности кровли сарматских отложений в северо-западной части Черного моря [Моргунов и др., 1975], составленной по данным сейсмоакустического профилирования, выявляет как черты унаследованности, так и различия в характере движений в то время и сейчас. Так, по сравнению с сарматом имеется явная активизация движений по разломам как крупных, так и более мелких блоков. Особенно это заметно на примере западнокрымского блока, который явно начал интенсивно погружаться в послесарматское время, что было связано с резкой активизацией Николаевского разлома. В пределах северо-западного шельфа, например, в связи с тем, что ведущее значение в структуре приобретают разломы меридианального направления, нарушается господствовавший еще в сармате широтный план строения.

Таким образом, мы приходим к выводу, что в послесарматское время произошла определенная перестройка характера тектонических движе-

ний северного борта Черноморской впадины, заключающаяся в резком возрастании роли блоковых движений или по крайней мере их активации. Скорее всего эта перестройка произошла в конце понта, важного момента в жизни всего Причерноморья, когда, по некоторым данным [Чирка, 1972], происходило общее воздымание Причерноморья, формирование его гидрографической сети и основ современного рельефа.

ЛИТЕРАТУРА

- Андрусов Н. И. Геологическое строение и история развития Керченского пролива.— Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 4, нов. сер., 1926, № 3—4.
- Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. Л.: Изд-во АН СССР, 1938.
- Забелина Э. К., Щербаков Ф. А. К стратиграфии позднечетвертичных отложений Черного моря по диатомовым водорослям.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 4.
- Куприн П. Н., Щербаков Ф. А., Моргунов Ю. Г. Корреляция разрезов, возраст и распределение мощностей позднечетвертичных осадков на континентальной террасе Черного моря.— В кн.: Baltica, vol. 5. Vilnius, 1974.
- Куприн П. Н., Забелина Э. К., Щербаков Ф. А., Парунин О. Б., Николаев С. Д. Палеогеография континентальной террасы северо-западного района Черного моря в голоцене и позднем плейстоцене.— В кн.: Проблемы геологии шельфа. М.: Наука, 1975.
- Медведев В. С., Невеский Е. Н., Говберг Л. И., Жалысова Е. С., Джиноридзе Р. Н., Кириченко Е. А. О строении и стратиграфическом расчленении донных отложений Белого моря.— В кн.: Северный Ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л.: Гидрометеиздат, 1970.
- Моргунов Ю. Г., Воробьев В. П., Калинин А. В., Калинин В. В., Ковальская И. Я., Пивоваров Б. Л., Куприн П. Н. Структурная поверхность сарматских отложений северо-западной части шельфа Черного моря.— В кн.: Комплексные исследования природы океана, вып. 5. М.: Изд-во МГУ, 1975.
- Невеский Е. Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М.: Наука, 1967.
- Невеская Л. А. Результаты изучения нескольких колонок донных отложений Черного моря.— В кн.: Baltica, vol. 5. Vilnius, 1974.
- Невеская Л. А., Невеский Е. Н. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна.— Докл. АН СССР, 1961, т. 136, № 5.
- Нейштадт М. И. Некоторые итоги изучения голоцена.— В кн.: Палеогеография и хронология верхнего плейстоцена и голоцена по данным радиоуглеродного метода. М.: Наука, 1965.
- Скиба С. И., Щербаков Ф. А., Куприн П. Н. К палеогеографии Керченско-Таманского района в позднем плейстоцене и голоцене.— Океанология, 1975, № 5.
- Страхов Н. М. Геохимическая эволюция Черного моря в голоцене.— Литология и полезные ископаемые, 1971, № 3.
- Терехов А. А., Мамошина К. Н., Москаленко Э. И. О продолжении структур Северо-западного Кавказа во впадину Черного моря.— Геотектоника, 1973, № 1.
- Хрусталеv Ю. П., Щербаков Ф. А. Позднечетвертичные отложения Азовского моря и условия их накопления. Ростов-на-Дону: Изд-во Ростовского ун-та, 1974.
- Чекунов А. В. Структура земной коры и тектоника юга Европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1972.
- Чиркова В. Г. Основные черты палеогеографии северо-западного Причерноморья в плиоцене и антропогене.— В кн.: Вопросы геологии осадочных отложений Украины. Киев: Наукова думка, 1972.
- Шнюков Е. Ф., Орловский Г. Н., Усенко В. П., Григорьев А. В., Гордиевич В. А. Геология Азовского моря. Киев: Наукова думка, 1974.
- Degens E. T., Ross D. A. Chronology of the Black Sea over the last 25 000 years.— Chemical Geology, 1972, vol. 10, N 1.
- Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42 B, National Science Foundation, USA, 1978.
- Sholten R. The role of Bosphorus in Black Sea chemistry and sedimentation.— In: «Black Sea: its geology, chemistry and biology». Memory Amer. Assoc. Petrol. Geol. Tulsa, Okla. USA, 1974.