

1.2. Осадконакопление в глубоководной котловине Черного моря*

Ал.А. Шрейдер

Характеристика использованных сейсмических данных

Вопросы формирования глубоководной котловины Черного моря (рис. 1.2.1) остаются предметом дискуссий [Саваренский, Вольднер, 1960; Миндели и др., 1965; Муратов, 1972; Адамия и др., 1974; Letouzey et al., 1977; Яншин и др., 1980; Шлезингер, 1998; Sengor, 1984; Туголесов и др., 1985; Геологическая..., 1980; Зоненшайн и др., 1987, 1990; Finetti et al., 1988; Minshull, 2005; Чумаков, 1993; Шимкус, 2005; Милановский, 1996; Непрочнов, 1966; Короновский, Демина, 1999; Никишин и др., 1997; 2001; Копп, Щерба, 1998; Dercourt et al., 2000; Казь-мин и др., 1998, 2000, 2007; Хаин, 2001; Лисицын, 1991, 2003; Лобковский и др., 2003, 2004; Галушкин, 2007; Галушкин и др., 2007; Афанасенков и др., 2007 и мн. др.]. Вместе с тем, решение этих вопросов имеет принципиальное значение не только для расшифровки истории активной евроазиатской окраины палеоокеана Тетис, но и для поисков месторождений углеводородов, которые все интенсивнее проводятся в последние годы. Важнейшую роль в этом играют исследования осадочного заполнения котловины.

Изучение глубинной структуры осадочного покрова глубоководной котловины Черного моря (см. рис. 1.2.1) проводится, главным образом, сейсмическими

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00075).

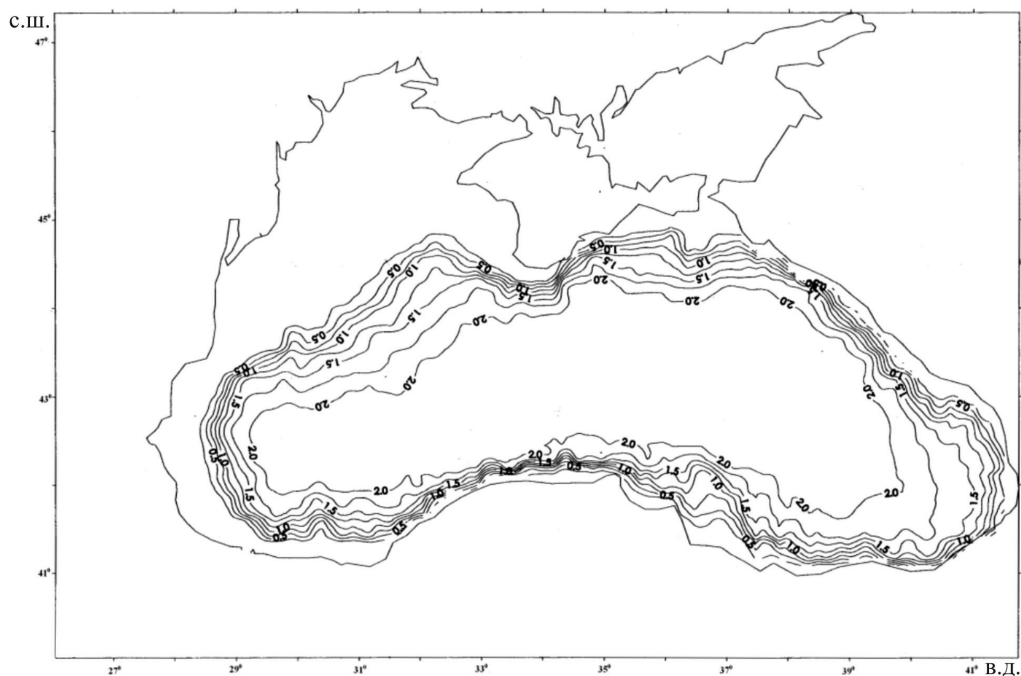


Рис. 1.2.1. Батиметрия дна Черного моря [Relief data base, 2018].

методами, что позволило получить представление о величинах мощностей осадочного покрова в различные геологические эпохи начиная с палеогенового времени (рис. 1.2.2).

Появились обобщающие исследования, среди которых наиболее значительными являются работы российских [Туголесов и др., 1983, 1985; Альбом..., 1989] и итальянских [Finetti et al., 1988; Строение..., 1992] исследователей. Отметим, что рисовка береговой линии на всех картах настоящей работы проводится по данным [Relief data base, 2018].

В работах группы Д.А. Туголесова были обобщены и проанализированы результаты сейсмических исследований в Черном море, выполненных различными организациями, главным образом, объединением «Южморгеология» Министерства геологии СССР в период до 1985 г., когда впервые были опубликованы структурные карты и карты мощностей осадочного чехла [Туголесов и др., 1985]. Альбом крупномасштабных цветных карт осадков, изданный в 1989 г., не содержит принципиальных изменений в сравнении с картами 1985 г.

В сводке аналогичных карт мощностей осадочного чехла и подошвы кайнозойских осадков И. Финетти и его сотрудники [Finetti et al., 1988] помимо профилей российских и украинских исследователей использовали результаты работ

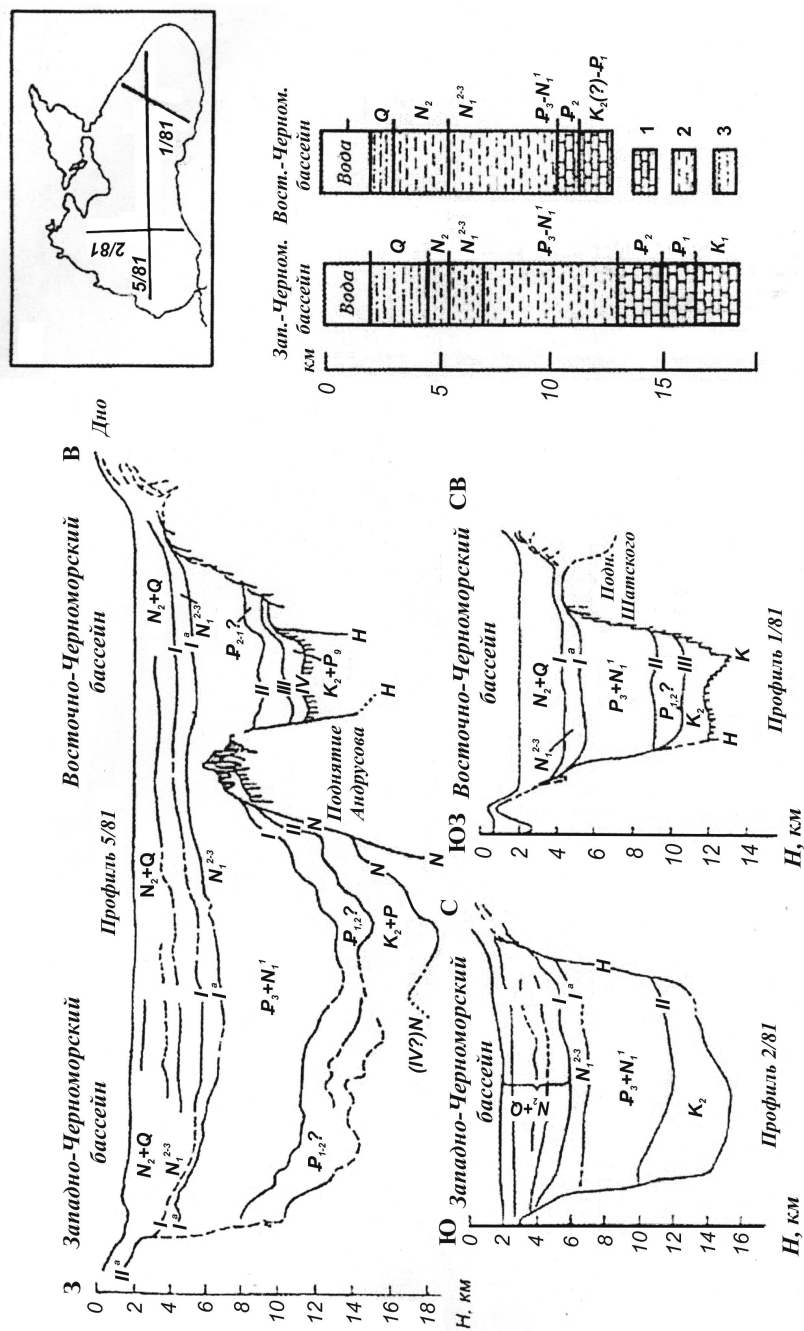


Рис. 1.2.2. Сейсмогеологические разрезы Черноморской впадины ([Никишин и др., 2001] с упрощением : А – схема расположения сейсмических профилей (1/81, 2/81, 5/81). Б – сейсмогеологические разрезы. В – предполагаемые геологические разрезы через Западную и Восточную впадины: 1 – карбонаты; 2 – терригенные глинистые отложения; 3 – терригенные песчано-глинистые отложения.

румунских и болгарских экспедиций, а также результаты специальных исследований, выполненных итальянскими геофизиками. В работу итальянских исследователей вошли также некоторые дополнительные материалы по северо-западному шельфу Черного моря, которые представляют собою серию неопубликованных структурных карт, использованных с любезного разрешения российской стороны [Finetti et al., 1988].

Методика составления карт в группах Д.А. Туголесова и И. Финетти была практически одинаковой: опорные и второстепенные отражающие горизонты, выделенные на сейсмических разрезах, прослеживались на возможно большую часть акватории, осуществлялась их привязка к разрезам глубоких нефтепоисковых скважин на шельфах и берегах бассейна и скважин глубоководного бурения в Черном море. Последнее принципиально отличает методику обработки сейсмических материалов в настоящей работе от таковой, использовавшейся, например, в море Скотия и проливе Дрейка [Шрейдер и др., 2017, 2018], где до настоящего времени глубоководное бурение не проводилось и в основе геологических и палеогеодинамических построений лежит комплексная интерпретация всего объема геофизических данных.

В исследованиях группы Д.А. Туголесова результаты сейсмических исследований представлены в виде карт в линейной форме. Карты основаны на данных многоканального сейсмического профилирования, полученных институтами России и Украины, общим объемом свыше 20 тысяч погонных километров. Однако схема расположения профилей съемки в обобщающей работе [Туголесов и др., 1985] не приводится. Положение профилей съемки помещено в работе [Пояснительная..., 1993], которая является пояснительной запиской к картам в работе [Альбом..., 1989]. Поскольку соответствующие карты в работах [Туголесов и др., 1985] и [Альбом..., 1989] по содержанию близки между собой и отличаются, в основном, только масштабом представления, можно полагать, что в их основе лежат одни и те же профили.

Работы группы И. Финетти [Finetti et al., 1988; Строение..., 1992] основаны на данных более 30 тысяч погонных километров профилей многоканального сейсмического профилирования МОГТ, полученных (и об этом говорилось выше) не только специалистами России и Украины, но также и научными организациями Италии, Румынии и Болгарии в рамках совместного проекта геолого-геофизических исследований Черного моря.

В работах [Казьмин и др., 2000; Kazmin et al., 2000] было показано, что российские специалисты калибровали сейсмические разрезы, в основном, по скважинам на кавказском и украинском шельфах, тогда как итальянские интерпретаторы использовали, главным образом, скважины на болгарском и турецком шельфах и на площади Колхидской впадины суши. Итальянскими интерпретаторами учтены материалы трех скважин 42-го рейса бурового судна «Гломар Челленджер» проекта глубоководного бурения № 379, 380, 381. Дополнительные сведения по стра-

тификации сейсмических горизонтов были предоставлены итальянской стороне МеждудеPARTMENTным геофизическим комитетом АН СССР и Геологическим комитетом Болгарии [Строение..., 1992].

Работы группы И. Финетти основаны на значительно большем фактическом материале, но, в отличие от итоговых карт группы А.Д. Туголесова, итоговые карты группы И. Финетти были составлены во временном масштабе (время двойного пробега сейсмического сигнала). Для комплексной геолого-геофизической интерпретации данных о распределении осадков в Черном море возникла необходимость трансформации материалов группы И. Финетти из временного масштаба в линейный и дополнения их результатов более поздними работами.

Создание электронного банка изопохит осадочных слоев

Автором настоящей работы в содружестве с другими исследователями (перечисление их здесь сделано в алфавитном порядке – Булычев А.А., Гилад Д.А., Казьмин В.Г., Кислицина О.И., Куликов Е.Ю., Мелихов В.Р., Персоглия С., Финетти И., Шрейдер А.А.) крупномасштабные карты, предоставленные итальянской стороной, были сканированы и переведены в цифровые файлы вдоль профилей наблюдений, сводка которых представлена на рис. 1.2.3.

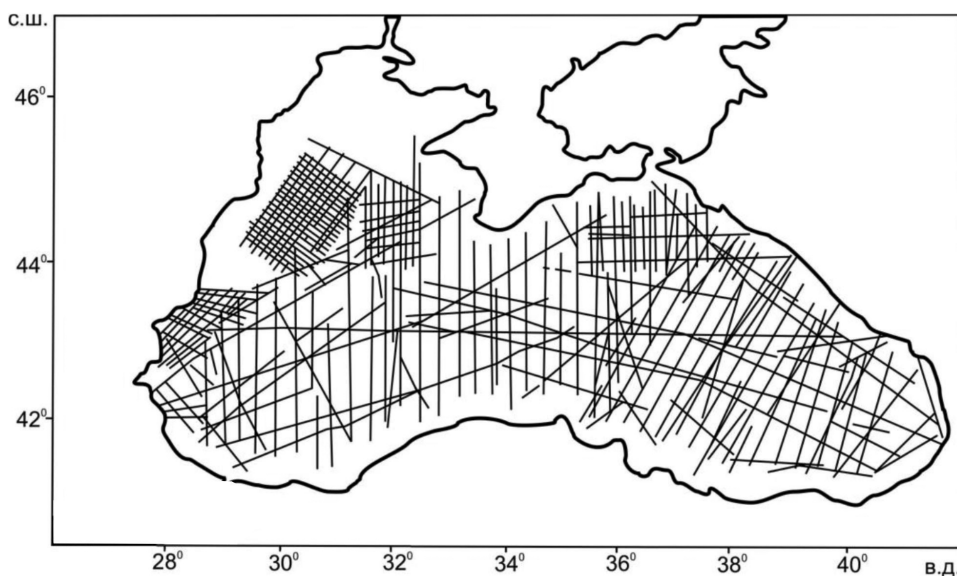


Рис. 1.2.3. Схема профилей сейсмического профилирования, использованных для построения карт мощностей осадков и рельефа поверхностей раздела внутри осадочной толщи ([Шрейдер, 2011] с изменениями).

В результате был создан банк цифровой информации о мощностях осадочных слоев глубоководной впадины Черного моря в единицах времени двойного пробега сейсмического сигнала [Казьмин и др., 2000; Шрейдер и др., 2001, 2002, 2003, 2004, 2007 и др.]. Построенные по данным созданного банка карты мощностей отдельных слоев осадков во временном масштабе совпадают с исходными картами итальянской стороны.

В дополнене к этому, автором настоящей работы проведена оцифровка подготовленных совместно с итальянской стороной данных о мощностях осадков вдоль сейсмических профилей экспедиции BLACKSIS [Rangin et al., 2002] в единицах времени двойного пробега сейсмического сигнала. Оцифровка послужила дальнейшему наращиванию электронного банка цифровой информации. Наиболее современная версия банка использована при построении карт, представленных в работах [Шрейдер и др., 1997, 2003, 2004; Шрейдер..., 2005, 2007, 2011].

Отметим также, что визуальное сравнение сейсмических границ раздела в осадочной толще из работ [Robinson et al., 1995, 1996; Regional..., 1997; Meredith, Egan, 2002] с таковыми, восстановленными по данным нашего банка цифровой информации, свидетельствует о близости в указанных работах характера изменений параметров осадочных слоев.

К сожалению, качество представления данных в этих публикациях не позволяет использовать их в нашем банке, но не препятствует качественным сопоставлениям и возможному использованию оригинальных материалов таких исследований для наращивания банка в будущем после согласования заинтересованными сторонами взаимоприемлемых условий такого использования.

Поскольку в исследованиях группами Д.А. Туголесова [Пояснительная..., 1993] и И. Финетти [Finetti et al., 1988] использовались одни и те же отражающие горизонты [Казьмин и др., 2000], результаты исследований оказываются вполне сопоставимыми между собой [Казьмин и др., 2000]. Для увязки результатов исследований обеих групп между собой в работах [Казьмин и др., 2000; Kazmin et al., 2000] обоснованы и приняты стратиграфические объемы и возрасты, установленные российскими исследователями. В соответствии с результатами этих исследований и с учетом данных наиболее современной версии геохронологической шкалы [Gradstein et al., 2012] эти стратиграфические возрасты приняты и в настоящей работе (табл. 1.2.1).

В работах [Туголесов и др., 1985; Пояснительная..., 1993] указывается, что карты мощностей сейсмических осадочных слоев построены с использованием графиков средних скоростей сейсмических продольных волн. Погрешность их определения составляет ± 25 м/с под дном моря в верхней части осадочного разреза, ± 100 м/с на глубинах 3–4 км и ± 300 м/с (и больше) на глубинах 10 км и выше.

Авторы работ [Туголесов и др., 1985; Пояснительная..., 1993] отмечают, что средние скорости заметно различаются и по площади, что связано с латеральными изменениями литологии, условий залегания и мощности выполняющих впадину осадочных толщ. Однако в [Пояснительная..., 1993] указывается, что составление

Таблица 1.2.1

Корреляция отражающих горизонтов и распределение интервальных скоростей продольных сейсмических волн (м/с) для кайнозойских осадочных сейсмокомплексов котловины Чёрного моря [Kazmin et al., 2000; Шрейдер, 2011] с модификацией

Сейсмокомплексы		Интервальные скорости сейсмических волн в Западной впадине	Интервальные скорости сейсмических волн в Восточной впадине	Возраст, млн. лет	
[Finetti et al., 1988]	[Пояснительная ..., 1993]	[Finetti et al., 1988]	[Finetti et al., 1988]	[Казьмин и др., 2000; Чумаков, 2000]	[Gradstein et al., 2012]
A ₂ -----	-----В	1800	1700	четвертичный	1,806
A ₄ -----	-----I	2250	2000	поздний миоцен – плиоцен	
C-----	-----I _a	2700	2750	средний–поздний миоцен	7,246
E-----	-----II _a	3950	3950	олигоцен – ранний миоцен	
K-----	-----II _I	4450	4600	палеоцен–эоцен	15,97
				мезозой, базальтовое ложе	33,9
					66,0

и применение кривых средних скоростей по отдельным участкам впадины значительно усложнило бы работу группы по определению глубин залегания опорных горизонтов и мощностей слоев. Подобная детализация, по мнению авторов работы [Пояснительная..., 1993], возможно понадобится при дальнейших исследованиях, но, как указывается в цитируемых работах Д.А. Туголесова и его коллег, в качестве расчетной для всей котловины ими была принята одна обобщенная кривая средних скоростей. При этом необходимо отметить [Шрейдер и др., 2004], что сами численные значения скоростей, принятых при расчетах тех или иных мощностей сейсмических слоев, в работах [Туголесов и др. 1983, 1985; Альбом..., 1989] не приводятся.

Обработка многочисленных сейсмических данных для каждого интервала, ограниченного горизонтами A₂, A₄, C, E, K (см. табл. 1.2.1), позволила авторам работ [Persoglia et al., 1988; Finetti et al., 1988] провести подробный анализ скоро-

стей и получить картину их вертикального и горизонтального распределения. По результатам анализа группой И. Финетти акватория разделяется на ряд областей со своим распределением скоростных характеристик разреза (всего выделено 12 областей). Совместный анализ скоростных характеристик явился основой составления сводных скоростных разрезов. Сопоставление таких разрезов свидетельствует [Finetti et.al., 1988] об определенных различиях в величинах интервальных скоростей продольных сейсмических волн в Западной и Восточной впадинах (см. табл. 1.2.1). Подробное обоснование выделенных интервальных скоростей приведено в этой же работе. Отметим только, что в ней не приводятся величины погрешностей определения значений выделенных интервальных скоростей и авторы лишь оценивают такие погрешности как не превосходящие нескольких процентов от самих значений скоростей.

Поскольку значения ряда интервальных скоростей для одних и тех же осадочных слоев на востоке и на западе котловины Черного моря не совпадают между собой (см. табл. 1.2.1), при построении единых электронных карт изопохит в линейном масштабе автору приходилось состыковывать результаты расчетов для западной и восточной частей моря. Наиболее удобным районом стыковки данных, по мнению автора настоящей работы, является интервал 34° – 37° в.д. Здесь валы Андрусова и Архангельского разделяют основные структуры Западной и Восточной впадин, мощности осадков являются наименьшими в глубоководной котловине и относительные погрешности стыковки должны быть минимальны. В этом районе автором была проведена оценка расхождений расчетных значений мощностей осадков в зависимости от средних величин этих мощностей.

Сравнение полученных результатов расчетов в области валов Андрусова и Архангельского для стратиграфического интервала A_0 – A_2 (осадки четвертичного возраста) по Западной (1800 м/с) и Восточной (1700 м/с) впадинам свидетельствует о различии в расчетных величинах мощностей, не превосходящих 2% от средних величин этих мощностей (в среднем на валах Андрусова и Архангельского мощности осадочной толщи составляют 0,9–0,5 км).

Аналогичные оценки, выполненные для стратиграфического интервала A_2 – A_4 (осадки позднемиоценового–плиоценового возраста), свидетельствуют о расхождениях между мощностями, полученными для скорости 2,25 км/с (западная часть моря) и 2 км/с (восточная часть моря) как не превышающими 3% от средних величин этих мощностей (средние величины равняются 0,8–0,6 км).

Расчеты для интервала A_4 –С (осадки средне-позднемиоценового возраста) при скоростях 2,7 км/с для западной и 2,75 км/с для восточной частей моря свидетельствуют о различиях, не превышающих 3% от величин мощностей (в среднем такие мощности равны 1,2–1,8 км). Таковой величина расхождения остается и на юге вала Архангельского, где мощности осадков уменьшаются до первых сотен метров. Расчеты для слоя палеоцен-эоценовых осадков не проводились, поскольку в то время эти валы представляли собою области денудации и осадки на них не отлагались.

С привлечением сведений об интервальных скоростях сейсмических волн [Persoglia et al., 1988; Finetti et al., 1988; Шрейдер, 2011] на основе банка были созданы [Шрейдер, 2011] пять электронных карт изопахит осадочных слоев, соответствующих следующим хронологическим интервалам (см. табл. 1.2.1):

- 1) Дно моря- $A_2(B)$ – осадки четвертичного времени;
- 2) $A_2(B)$ - $A_4(I)$ – осадки позднемиоценового–плиоценового времени;
- 3) $A_4(I)$ - $C(I_a)$ – осадки средне-позднемиоценового времени;
- 4) $C(I_a)$ - $E(II_a)$ – осадки олигоценового–раннемиоценового времени;
- 5) $E(II_a)$ - $K(III)$ – осадки палеоцен-эоценового времени.

Методика компьютерного построения карт проводилась по методике из работы [Бульчев и др., 1997]. Построение береговой линии проводилось с использованием цифровой базы данных [Relief data base, 2018].

Обоснование необходимости расчета верхнего и нижнего пределов количественных параметров седиментации

В работе [Туголесов, Мейснер, 2002] утверждается, что количественная оценка скоростей тектонических движений важна для любых палеотектонических реконструкций. Самым надежным способом получения такой оценки, по их мнению, являются определения скоростей осадконакопления, которые вычисляются делением мощности осадочного выполнения тектонических впадин на время его формирования. При этом, по их мнению, устанавливается верхний предел скоростей как тектонических движений, так и осадконакопления, поскольку нижним их пределом являются нулевые значения.

По нашему мнению, такое утверждение не является оправданным, поскольку тектонические движения и процесс осадконакопления могут быть во многом взаимно независимы. В общем случае в окрестностях одной интенсивно прогибающейся флексуры может не быть обширной области сноса осадков, а в окрестностях другой такой же интенсивно прогибающейся флексуры может существовать обширная область сноса осадков и скорости осадконакопления в обеих флексурах не будут одинаковы. Особо подчеркнем то обстоятельство, что в цитируемой работе [Туголесов, Мейснер, 2002] полностью отсутствуют сведения о скоростях сейсмических, продольных волн, используемых этими авторами, для получения мощностей различных слоев осадочных пород, выполняющих глубоководную впадину Черного моря.

По нашему мнению, столь же неоправданно утверждение о том, что при делении мощности осадочного выполнения тектонических впадин на время его формирования устанавливается верхний предел скоростей осадконакопления. Перейдем к обсуждению этого вопроса более детально.

В работах [Казьмин и др., 2000; Шрейдер и др., 2001] приведены результаты расчетов определения современных (прошедших процесс уплотнения) мощно-

стей отдельных слоев разновозрастных сейсмостратиграфических комплексов в глубоководной котловине Черного моря, тем самым результаты расчетов позволили охарактеризовать распределение современных мощностей осадков в Черном море. Для них выполнены расчеты скоростей осадконакопления [Шрейдер и др., 2001].

По нашему мнению [Шрейдер и др., 2004 и др.], полученные для каждого из слоев современные мощности определяют *нижний предел мощности осадков* (НПМО), которые прошли процесс уплотнения. Рассчитанные для этих слоев осадков скорости седиментации определяют *нижний предел скорости осадконакопления* (НПСО) в осадках, которые прошли процесс уплотнения.

Суммирование таких мощностей позволяет получить распределение общей современной мощности кайнозойских осадков, которая также является не истинной общей мощностью кайнозойских осадков в глубоководной котловине Черного моря, а лишь *нижним пределом мощности осадков*. Рассчитанные для общей мощности кайнозойских осадков общие скорости осадконакопления в кайнозойе не являются истинными, а определяют *нижний предел скорости осадконакопления* кайнозойских осадков в глубоководной котловине Черного моря.

В результате последовательного сложения современных мощностей отдельных слоев с учетом глубины моря были получены глубины поверхностей раздела слоев в осадочной толще.

Плотностью осадочной породы называется физическое свойство осадка, определяемое отношением его массы к занимаемому объему. В пределах используемой в геологии точности плотность численно может быть приравнена к объемному весу [Геологический..., 1973; Словарь, 1975]. Объемным весом осадочной породы называется вес единицы ее объема [Геология..., 1964]. В системе СГС он измеряется в г/см^3 , а в системе СИ он измеряется в кг/м^3 .

Хорошо известно, что породы в процессе литификации и захоронения подвергаются уплотнению. Под воздействием литостатического давления их объем сокращается за счет уменьшения объема пор. Степень уплотнения определяется многими факторами (начальной пористостью, упаковкой зерен породы, литологическим составом, глубиной захоронения, избыточным давлением поровой жидкости, процессами диагенеза, катагенеза и т.д.). Можно использовать закономерности уменьшения пористости с глубиной для разных типов пород, определяемые статистически на основании большого числа измерений по скважинным данным.

Необходимо учитывать, что изменение объема породы может быть связано не только с уплотнением, но также и с физико-химическими превращениями, сопровождающимися изменением объема минеральной части. Примерами таких процессов служат переходы гипса в ангидрид и монмориллонита в иллит. В нулевом приближении полагают, что эффект фазовых переходов в глинах учитывается при статистическом подборе параметров уплотнения глин. Эффект перехода гипс→ангидрид иногда учитывают в предположении, что уменьшение объема происходит линейно в интервале глубин 1–1,5 км.

Все такие преобразования в осадочном чехле связаны, как правило, с реакциями дегидратации и сопровождаются выделением большого количества воды, что приводит к возникновению аномальных давлений поровой жидкости. Последний фактор служит своеобразным буфером и уплотнение породы происходит не мгновенно после достижения определенного давления и температуры, а растянуто во времени, необходимым для ухода из породы поровой жидкости.

Законы, описывающие уплотнение в зависимости от нагрузки, верны только статистически, и в каждом конкретном случае пористость реальных пород будет отличаться от расчетной, что можно учесть только в процессе моделирования степени уплотнения. Для этого полезно знать и температурную историю региона, закономерности переупаковки зерен породы, растворения и переосаждения на их свободной поверхности. Среди осадочных пород песок имеет плотность 1,8–2,2 г/см³, песчаник и глинистый сланец – 1,9–2,8 г/см³, глина – 1,6–2,2 г/см³. Известняк имеет плотность 2,3–3,0 г/см³, доломит – 2,4–2,9 г/см³, ангидрит – 2,5–3,0 г/см³, гипс – 2,2–2,4 г/см³, каменная соль – 2,1–2,2 г/см³.

Как видно из приведенных величин, плотность одних и тех же типов осадочных пород меняется в широких пределах, что создает трудности при геологическом истолковании геофизических данных.

Используя известную зависимость Нейфа-Дрейка [Nafe, Drake, 1963] и ее современную модификацию [Nakanishi et al., 1998] между плотностью и скоростью продольных сейсмических волн, нами было выполнено определение плотностей осадочных слоев для котловины Черного моря. Для четвертичных осадков со скоростями продольных сейсмических волн 1,7–1,8 км/с, плотность, согласно указанным выше работам, близка к 1,85 г/см³. Для осадков плиоценового и позднемiocенового возраста со скоростями продольных сейсмических волн 2,0–2,25 км/с, плотность равна 2,0–2,1 г/см³. Для осадочных пород раннемiocенового и олигоценового возраста со скоростями продольных сейсмических волн 3,95 км/с плотность равна 2,4 г/см³. Для осадков эоценового и палеоценового возраста при скоростях продольных сейсмических волн 4,45 км/с плотность равна 2,48 г/см³, а при скорости 4,6 км/с она составляет 2,51 г/см³.

Пересчитанные из величин скоростей сейсмических продольных волн значения плотностей относятся к осадкам Черного моря в их современном залегании. Вещественный состав осадков, лежащих в центральных частях моря на глубинах до 10 км и более, достоверно пока неизвестен. Данные буровых скважин (расположенных в основном в прибрежных районах) позволяют полагать, что осадки эоценового и палеоценового возраста, возможно, представляют собою глинисто-карбонатную толщу, осадки раннемiocенового и олигоценового возраста (майкопская серия) сложены глинами, более поздние представлены песчано-глинистыми осадочными разностями и илами [Туголесов и др., 1985; Никишин и др., 2001 и др.].

Согласно приведенным выше данным о плотностях современных пород, плотности песков и глин (1,6–2,2 г/см³) не сильно отличаются от плотности поверх-

ностного слоя четвертичных осадков ($1,85 \text{ г/см}^3$) котловины Черного моря. Известны корреляционные зависимости между их плотностью и пористостью [Sclater, Christie, 1980 и др.].

Предполагая в первом приближении, что состав первичного материала осадков, поступающего из областей сноса, в среднем не менялся по своей плотностной характеристике, можно попытаться оценить первичные мощности поступивших из областей сноса осадков, считая, что они изначально имели одну и ту же плотность (например, равную плотности наиболее приповерхностного слоя четвертичных осадков, которую мы принимаем равной $1,85 \text{ г/см}^3$).

Приведение к единой плотности предполагает, что конфигурация подошвы слоя и давление на подошве слоя не меняются. Разуплотнение в этом случае возможно только за счет увеличения вертикальной мощности (толщины) слоя, которое в первом приближении, по нашему предположению, носит линейный характер. Такое приближение весьма условно и подлежит в дальнейшем серьезному улучшению. Вместе с тем, проводимые расчеты показывают перспективность данного подхода в решении задач восстановления первичных мощностей, поступивших из областей сноса в течение геологической истории в бассейн осадков.

Так, наличие компьютерного банка данных о мощностях осадочной толщи Черного моря позволяет в рамках высказанных выше соображений восстановить гипотетическую мощность поступивших из областей сноса осадков и рассчитать гипотетическую скорость седиментации для каждого выделенного временного интервала.

Из сказанного следует, что значения вертикальных мощностей слоев, приведенных к плотности четвертичных осадков, отражают, по нашему мнению, *верхний предел мощности осадков* (ВПМО) для того или иного осадочного комплекса. Значения скоростей седиментации для осадочных слоев, мощности которых приведены к плотности четвертичных осадков, отражают, по нашему мнению, *верхний предел скоростей осадконакопления* (ВПСО) для того или иного осадочного комплекса.

В результате последовательного сложения приведенных мощностей отдельных слоев с учетом глубины моря были получены глубины приведенных поверхностей раздела слоев в осадочной толще. В рамках сделанных предположений реальные первоначальные вертикальные мощности (толщина) осадков ($M \text{ км}$) как каждого из индивидуальных осадочных слоев, так и всего осадочного тела глубоководной впадины Черного моря должны быть заключены между величинами их нижнего предела вертикальной мощности (НПМО) и верхнего предела вертикальной мощности (ВПМО).

$$\text{НПМО} \leq M \text{ км} \leq \text{ВПМО}.$$

Реальные скорости седиментации ($V \text{ см/тыс. лет}$) должны быть в этом конкретном случае заключены между нижним пределом скорости осадконакопления (НПСО) и верхним пределом скорости осадконакопления (ВПСО) как каждого из

индивидуальных осадочных слоев, так и для всего осадочного тела глубоководной впадины Черного моря.

$$\text{НПСО} \leq V \text{ см/тыс. лет} \leq \text{ВПСО.}$$

При расчетах параметров осадконакопления в глубоководной котловине Черного моря мы будем использовать наиболее современную версию международной геохронологической шкалы [Gradstein et al., 2012]. Для удобства изложения материала в дальнейшем мы будем пользоваться термином депоцентр [Толковый..., 1977], который обозначает область максимального осадконакопления или часть бассейна осадконакопления, характеризующуюся наибольшей мощностью какого-либо определенного стратиграфического комплекса. Положение депоцентров наиболее отчетливо видно на карте подошвы кайнозойских осадков, где они совпадают с депрессиями поверхности подошвы. Первый депоцентр соответствует депрессии осевой части Восточной впадины Черного моря. Второй депоцентр расположен в наиболее восточной части Западной впадины с центром на $43,1^\circ$ с.ш. $34,1^\circ$ в.д. По поверхности подошвы кайнозойских осадков он имеет глубину днища 14 км и примыкает к валу Андрусова. Расположенная северо-западнее депрессия с центром на $43,7^\circ$ с.ш. $31,2^\circ$ в.д имеет глубину днища более 13,2 км. Она соответствует третьему депоцентру. Самая западная депрессия с центром на $42,5^\circ$ с.ш. $29,3^\circ$ в.д. имеет глубину 14,5 км и примыкает к надвигам, ограничивающим фронт складчатой системы балканид. Она соответствует четвертому депоцентру.

Все карты с результатами оригинальных расчетов построены в проекции Меркатора и снабжены географическими координатами.

Данные настоящего раздела показывают, что реальные значения параметров седиментации должны быть заключены между величинами их верхнего и нижнего пределов. Значения верхнего предела представлены в фигурных скобках и приводятся в тексте раздела вслед за значениями нижнего предела.

Мощности осадочных слоев

Распределение осадков четвертичного возраста

Осадки представлены на поверхности дна Черного моря илами и распространены повсеместно. На юго-востоке моря мощность осадков составляет не более 400–600 м (рис. 1.2.4) и постепенно увеличивается в северо-западном направлении к берегам Крыма, достигая величин ~ 1000 м. Дополнительной областью сноса осадочного материала в четвертичное время являлся Горный Крым.

На западе акватории мощность осадков от берегов Турции и Болгарии увеличивается в сторону центральной части моря от первых сотен метров до 1,5 км и более. Конфигурация осадочного тела близка к изометричной. При этом наибольшие мощности (свыше 2 км) выявлены на северо-западе на продолжении дельты Дуная.

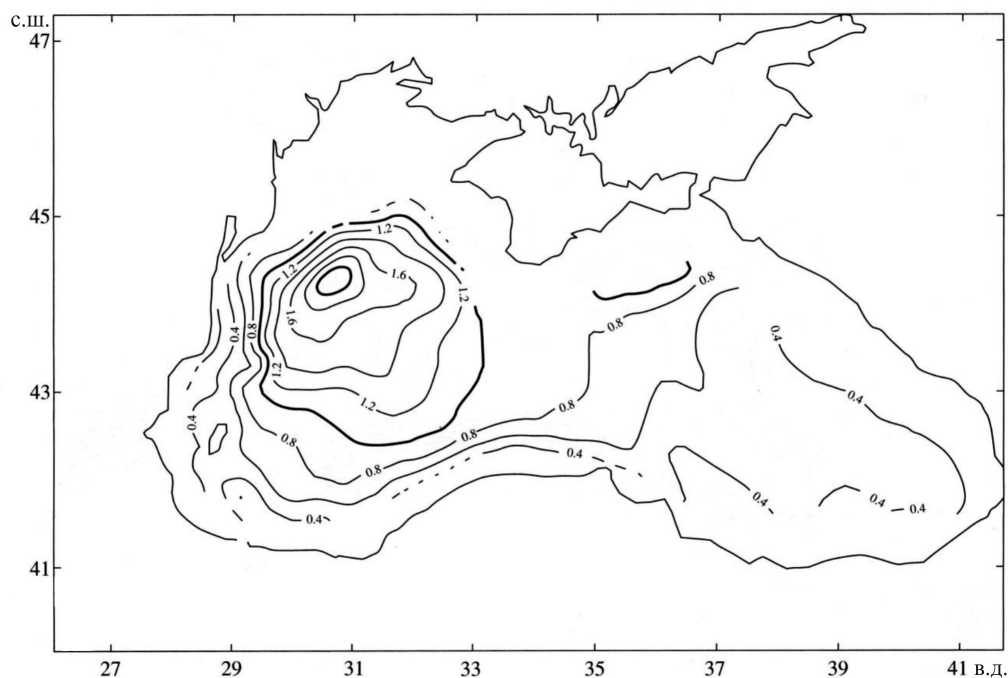


Рис. 1.2.4. Распределение мощности отложений четвертичного возраста ([Шрейдер и др., 2001; Шрейдер, 2011], упрощено). Изопахиты в км.

Распределение осадков позднемiocенового–плиоценового возраста

Осадки позднего миоцена – плиоцена распространены на дне Черного моря практически повсеместно (рис. 1.2.5, 1.2.6). Их средняя мощность близка к 600 {800} м. Распределение осадков по акватории неоднородно и выделяется несколько областей их повышенной мощности. В восточной части моря к югу от Керченского пролива область имеет вытянутую в юго-восточном направлении форму. Мощность осадков здесь превышает 800 {1000} м. Максимальные значения (более 1200 {1400} м) отмечены в непосредственной близости к склонам котловины у Керченского и Таманского п-овов, что, скорее всего, связано с выносом осадков палеодельтой Дона–Кубани. Дополнительной областью сноса осадочного материала в плиоценовое время являлся Горный Крым. В то же время, на юго-востоке бассейна мощность осадков не превышает 500 {600} м. Положения максимумов мощности четвертичных и плиоценовых осадков близки, но четвертичный максимум меньше по размеру.

Еще один район повышенных мощностей осадков расположен на меридиане Крыма в южной части бассейна и характеризуется максимальными мощностями

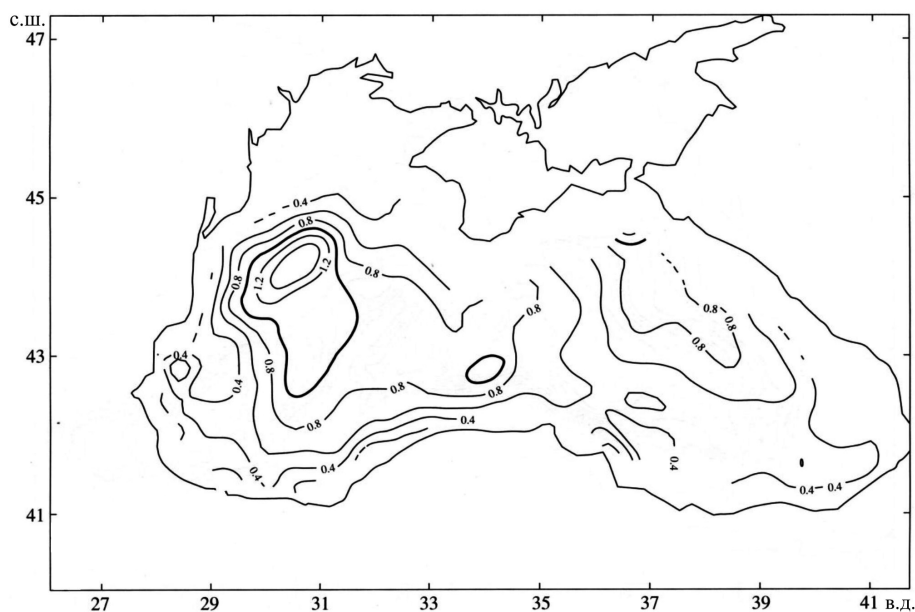


Рис. 1.2.5. Распределение нижнего предела величины мощности отложений позднмиоценового-плиоценового возраста ([Шрейдер и др., 2001; Шрейдер, 2011], упрощено). Изопахиты в км.

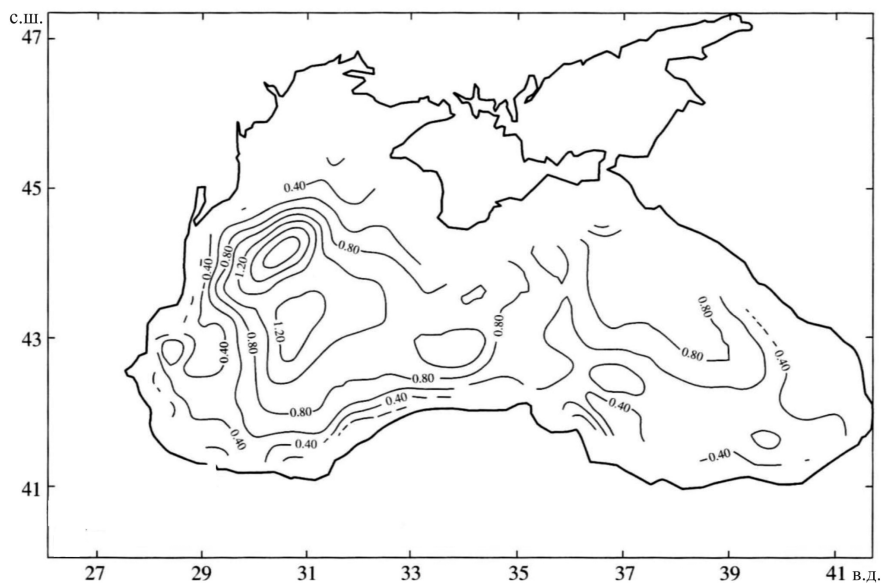


Рис. 1.2.6. Распределение верхнего предела величины мощности отложений позднмиоценового-плиоценового возраста ([Шрейдер и др., 2003; Шрейдер, 2011], упрощено). Изопахиты в км.

(до 1000 м и более). Субмеридиональная зона пониженных (менее 600 {700} м) мощностей осадков соответствует району существования валов Андрусова и Архангельского. Основным поставщиком осадков, вероятно, являлись горные сооружения Понтида.

На северо-западе моря мощности осадочных пород превосходят 1200 {1400} м. Максимальные мощности совпадают с максимумами мощности четвертичной дельты Дуная, что говорит о стабильном положении дельты в течение по крайней мере последних миллионов лет.

Распределение осадков средне- и позднемиоценового возраста

В пределах акватории (рис. 1.2.7, 1.2.8) выделяются 2 основных района повышенных мощностей осадков. Один из них расположен в восточной котловине и мощность осадков в нем достигает 2200–2600 {2400–3200} м. Осадочное тело вытянуто в северо-западном направлении от берегов Турции к берегам Крыма. Наибольшие мощности (до 2800 {3300} м и более) наблюдаются в центральной и юго-восточной части котловины.

Другой район находится на меридиане Крыма в южной части акватории. Мощность осадков в среднем составляет здесь 1500–2000 {2000–2500} м. От берегов Турции и Болгарии мощности осадочных пород постепенно увеличиваются в сторону глубоководья от первых сотен метров до 2 км и более. Наибольшие мощности (свыше 2,4 {2,8} км) выявлены на востоке Западной котловины вблизи вала Андрусова.

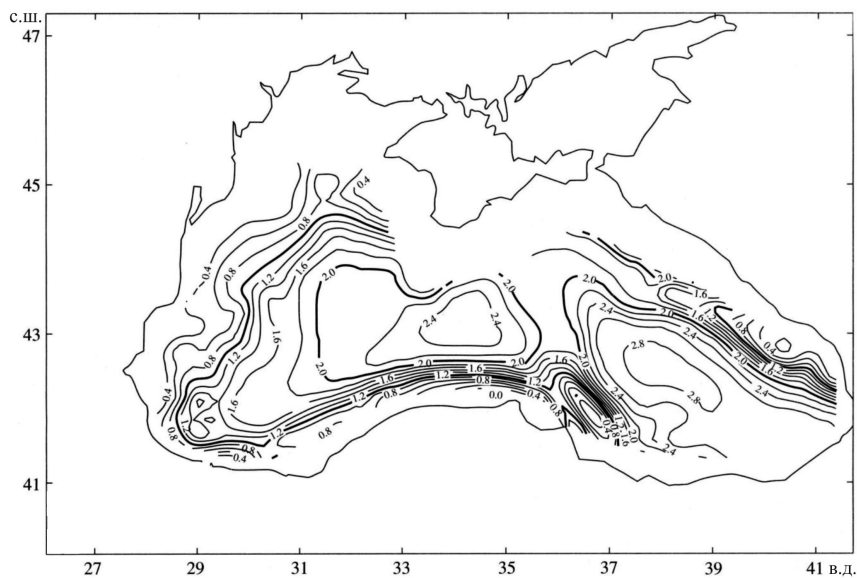
Между этими двумя районами расположена зона с пониженными (менее 1,8 {2,2} км) мощностями осадков. Она имеет северо-восточное простираие и пространственно совпадает с валами Андрусова и Архангельского.

Наименьшие мощности (менее 400–200 {500–300} м) отмечены в районе 43° с.ш. 40°–41° в.д. Этот район отвечает Гудаутскому и Очамчирскому сводовым поднятиям.

В Туапсинском передовом прогибе накапливались осадки мощностью более 2,2 км. Интенсивность процесса осадконапления здесь соразмерна с таковой в Западной и Восточной котловинах.

Распределение осадков олигоценового–раннемиоценового возраста

Осадки этого возраста распространены во впадине Черного моря повсеместно (рис. 1.2.9, 1.2.10). Их средняя мощность близка и составляет 3–4 {4,5–5,5} км. На востоке в области повышенных мощностей между валами Андрусова и Шатского толщина их достигает 4 {5} км.



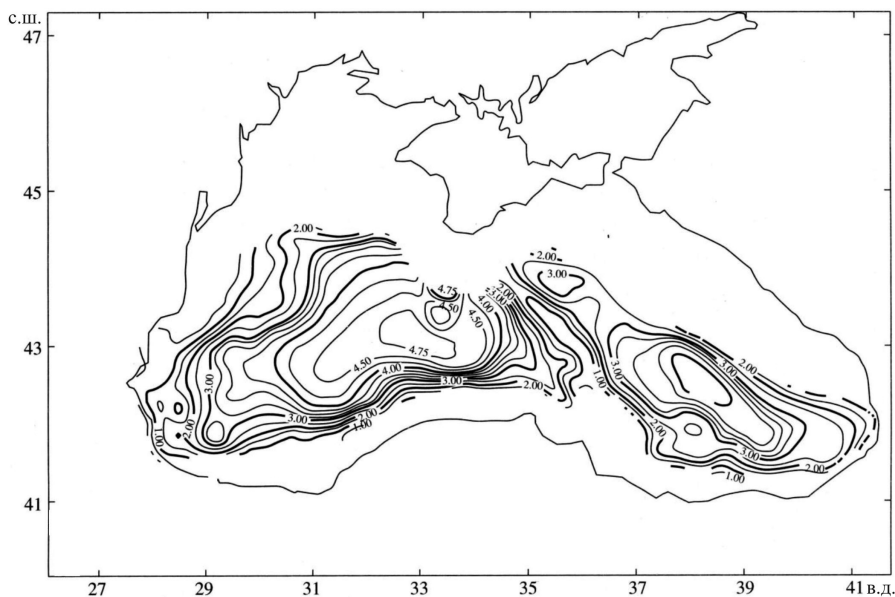


Рис. 1.2.9. Распределение нижнего предела величины мощности отложений олигоценного–раннемиоценового возраста ([Шрейдер и др., 2001; Шрейдер., 2011], упрощено). Изопахиты в км.

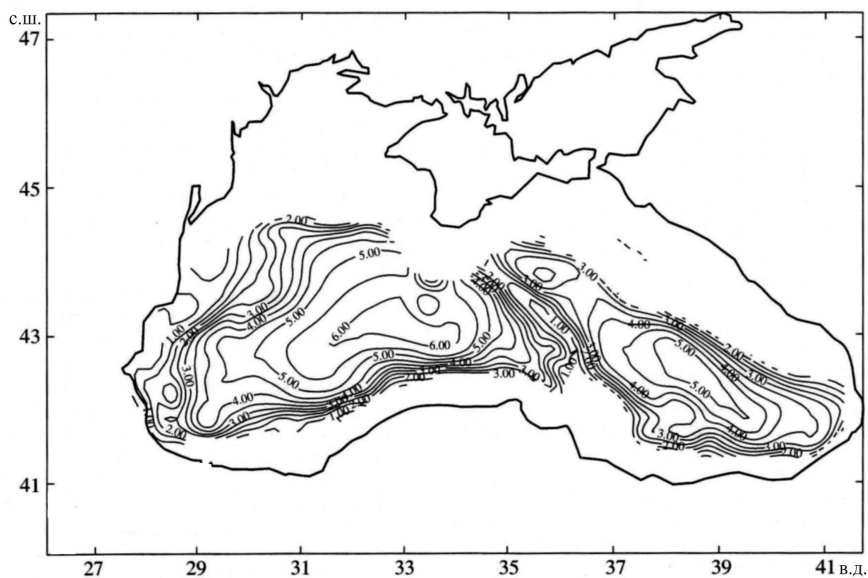


Рис. 1.2.10. Распределение верхнего предела величины мощности отложений олигоценного–раннемиоценового возраста ([Шрейдер и др., 2003; Шрейдер., 2011], упрощено). Изопахиты в км.

От берегов Турции, Болгарии мощности осадочных пород постепенно увеличиваются в сторону глубоководья от первых сотен метров до 3 {4} км и более. Широкое осадочное тело вытянуто в широтном направлении. При этом наибольшие мощности, свыше 4 {5} км, выявлены в южной части моря на меридиане Крыма.

Между западной и восточной котловинами расположена зона северо-западного простирания, пространственно совпадающая с районом валов Андрусова и Архангельского. Минимальные мощности осадков свойственны валу Андрусова, на гребне которого осадки, по-видимому, отлагались лишь незначительно.

Распределение осадков палеоцен-эоценового возраста

В Восточной впадине между валами Андрусова и Шатского и восточной части Западной впадины между валом Андрусова и турецким континентальным склоном мощность палеоцен-эоценовых отложений часто не постоянная и в локальных депрессиях достигает 2–3 {3–4,5} км (рис. 1.2.11, 1.2.12).

В Западной впадине большие мощности осадков отмечаются лишь у подножия северо-западного континентального склона. Здесь они доходят до 4,5 {5,5} км и более на востоке и, возможно, превышают 5–6 {8} км на западе. На валах Шатского, Андрусова и в смежных с ним районах вала Архангельского осадки практически не выделяются, что говорит об их крайне незначительной мощности.

Общая мощность кайнозойских осадков

Суммирование мощностей слоев четвертичного возраста, позднемiocен-плиоценового, средне-позднемiocенового, олигоцен-раннемiocенового и палеоцен-эоценового, позволило составить карту распределения общей мощности кайнозойских осадков (рис. 1.2.13). Суммирование мощностей слоев четвертичного, а также позднемiocен-плиоценового, поздне- и среднемiocенового, раннемiocен-олигоценного и эоцен-палеоценового времени (приведенных по плотности к четвертичным осадкам) позволило составить карту общей приведенной мощности кайнозойских осадков (рис. 1.2.14).

Мощность осадков кайнозойского возраста в глубоководной котловине Черного моря изменяется от 4 до 13 {от 5 до 16} км. Средняя мощность на востоке составляет 9–10 {11–12} км. Основное осадочное тело заключено между поднятиями Андрусова-Архангельского на юго-западе и Шатского на северо-востоке и вытянуто в северо-западном направлении. В отдельных депрессиях мощность достигает 11 {13} км и более с общей тенденцией уменьшения мощности в сторону берегов.

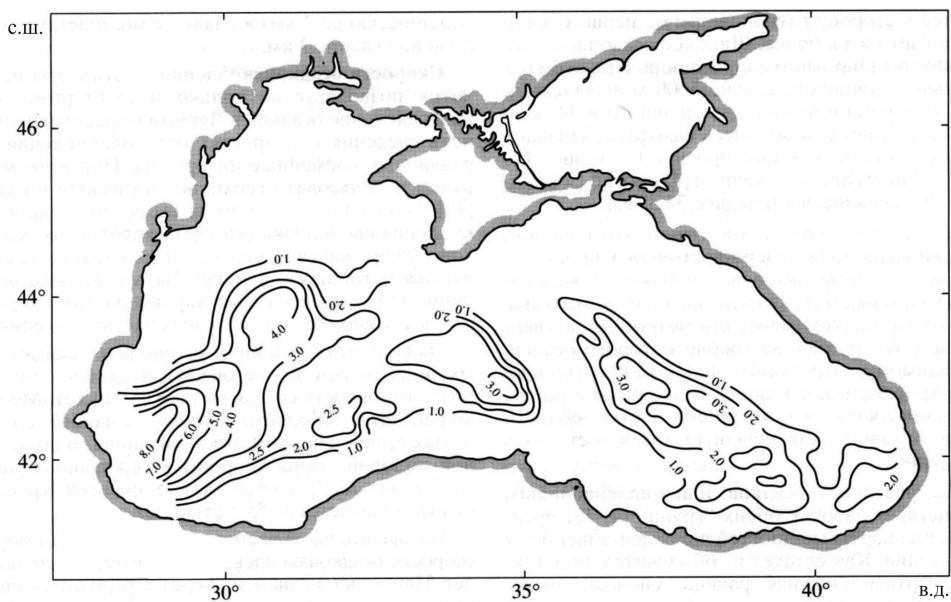


Рис. 1.2.11. Распределение нижнего предела величины мощности отложений палеоцен-эоценового возраста ([Шрейдер и др., 2001; Шрейдер., 2011], упрощено, модифицировано). Изопахиты в км.

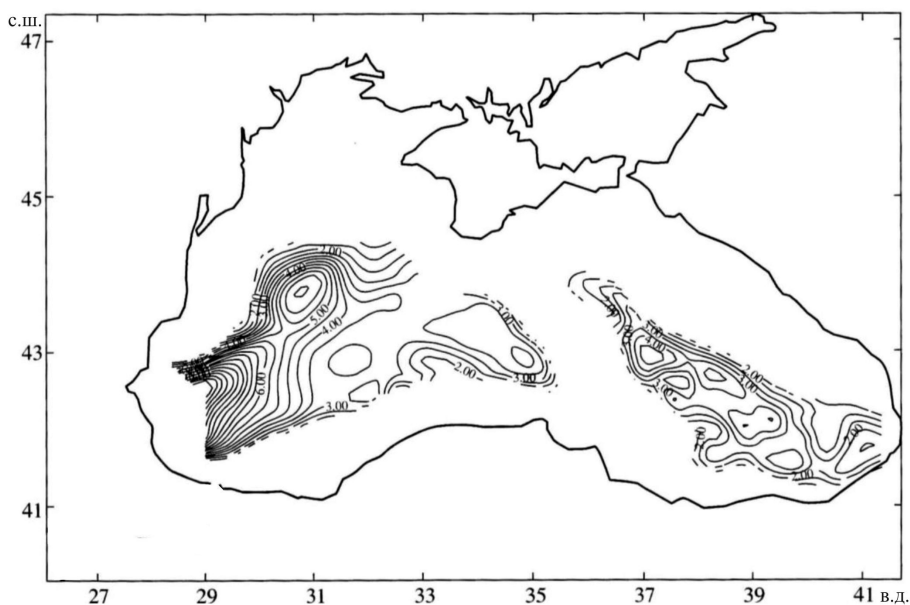


Рис. 1.2.12. Распределение верхнего предела величины мощности отложений палеоцен-эоценового возраста ([Шрейдер и др., 2003; Шрейдер., 2011], модифицировано). Изопахиты в км.

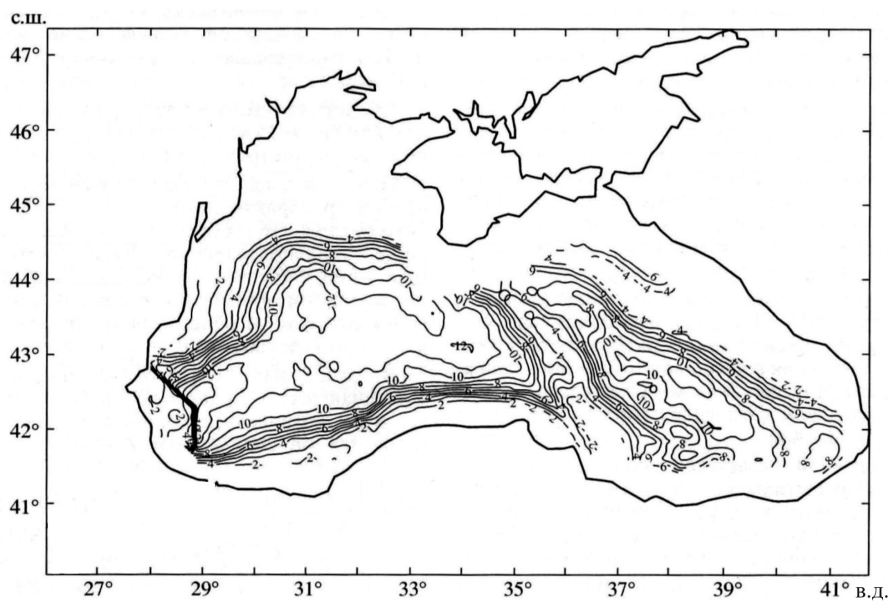


Рис. 1.2.13. Распределение нижнего предела величины мощности кайнозойских отложений ([Шрейдер и др., 2004; Шрейдер, 2011], модифицировано). Изопахиты в км.

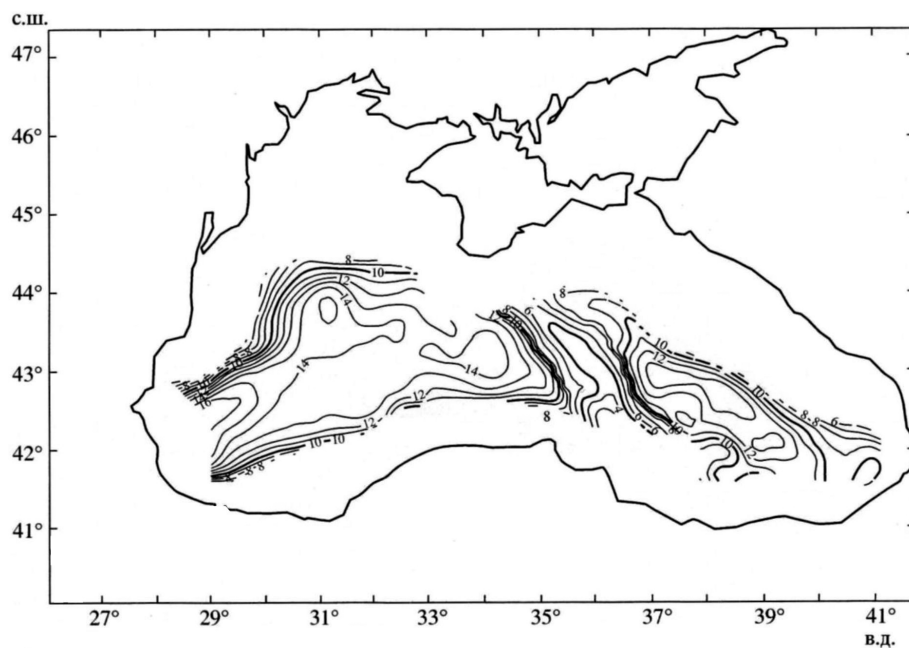


Рис. 1.2.14. Распределение верхнего предела величины мощности кайнозойских отложений ([Шрейдер и др., 2004; Шрейдер, 2011], модифицировано). Изопахиты в км.

В то же время, средняя мощность западнее вала Андрусова несколько больше и достигает 10–11 {13–14} км. Район между валом Архангельского и турецким континентальным склоном характеризуется осадками в 12 {14} и более километров толщиной и обладает изометрической конфигурацией. На крайнем западе акватории мощность осадочного чехла достигает 13 {16} км. В области вала Андрусова мощности осадков сокращаются до 4 {5} км и далее в сторону берега до 2 {2,5} км в области вала Архангельского. Значения около 4 {5} км отмечаются для вала Шатского.

Скорости осадконакопления

В литературе [Туголесов и др., 1983, 1985; Туголесов, Мейснер, 2002 и др.] приводятся осредненные оценки скоростей осадконакопления в Черном море в целом или для отдельных его районов. Наши данные, изложенные в настоящей работе, позволяют рассчитать и построить карты планового распределения скоростей осадконакопления для каждого осадочного слоя и всей осадочной толщи в целом. Полученные нами современные мощности определяют *нижний предел мощности осадков* (НПМО), которые прошли процесс уплотнения, а рассчитанные скорости седиментации определяют *нижний предел скорости осадконакопления* (НПСО) для осадков, которые прошли процесс уплотнения.

Результаты расчетов позволяют не только охарактеризовать распределение приведенных мощностей осадков в Черном море, но и оценить приведенные скорости осадконакопления в различные интервалы времени. При этом мы будем использовать современную геохронологическую шкалу [Gradstein et al., 2012].

Еще раз подчеркнем то обстоятельство, что пересчитанные из величин скоростей сейсмических продольных волн значения плотностей относятся к осадкам Черного моря в их современном залегании. Вещественный состав осадков, лежащих в центральных частях моря на глубинах до 10 км и более, достоверно пока неизвестен. Важно отметить, что указанная плотность приведения ($1,85 \text{ г/см}^3$) относится к нижнему пределу плотностей осадочных пород в котловине, поэтому получаемые расчетом гипотетические скорости приближаются при прочих равных условиях к максимально возможным скоростям поступления осадков из областей сноса в котловину. В рамках сделанных предположений реальные скорости осадконакопления не должны превышать приводимые здесь расчетные величины, которые отражают верхний предел скоростей осадконакопления (ВПСО) в глубоководной котловине Черного моря. Поэтому реальные скорости седиментации должны быть в этом случае заключены между нижним и верхним пределами скоростей осадконакопления.

Скорости седиментации в четвертичное время

Нижняя граница четвертичного периода совпадает с границей между плейстоценом и плиоценом, и его длительность составляет 1,806 млн. лет. Можно рассчитать скорости накопления наиболее молодых осадков Черноморской впадины (рис. 1.2.15).

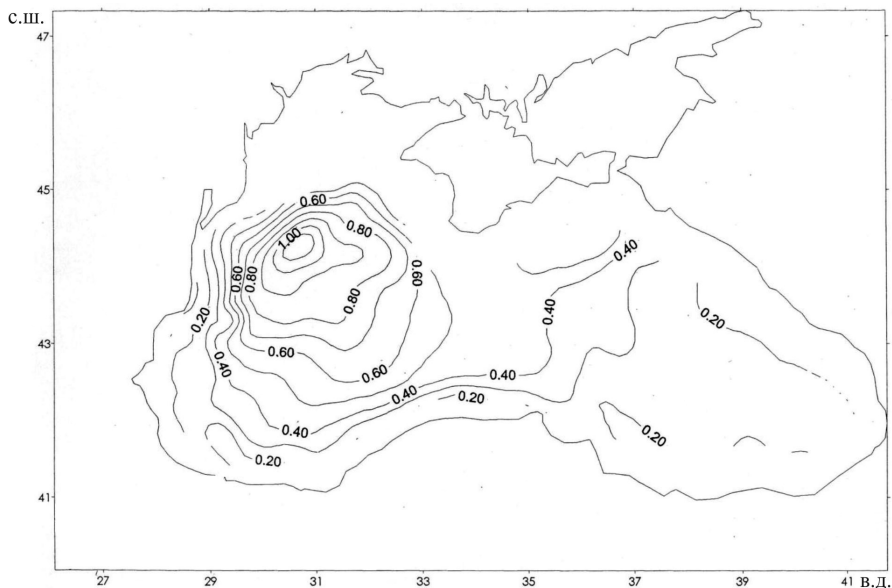


Рис. 1.2.15. Скорости седиментации осадков в четвертичное время ([Шрейдер, 2011], упрощено). Изолинии равной скорости в м/тыс. лет.

В восточной половине моря скорость осадконакопления составляет 22–35 см/тыс. лет, а при приближении к Крыму она увеличивается до 55 см/тыс. лет.

На значительной части западной половины моря скорость осадконакопления превышает 60 см/тыс. лет. Наибольшие значения отмечены в районе продолжения дельты Дуная, где скорости превосходят величину 120 см/тыс. лет. Таким образом, мощности осадков и скорости их отложения на западе Черного моря в два и более раза превосходят таковые на востоке моря.

Скорости седиментации в позднемиоценовое–плиоценовое время

Поздемиоцен-плиоценовая эпоха длилась в интервале с 7,246 млн. лет до 1,806 млн. л.н. В соответствии с тем, что говорилось выше, при расчетах скорости накопления осадков Черноморской впадины в этом интервале времени необходимо

учесть, что происходило их уплотнение. Имеющиеся данные позволяют оценить скорости осадконакопления за плиоценовое время (рис. 1.2.16, 1.2.17).

В восточной части моря скорости осадконакопления составили 10 {15} см/тыс. лет. Близ Керченского пролива они увеличиваются до 20 {22} см/тыс. лет.

В центральной части моря нижний предел скорости осадконакопления составляют 22 {24} см/тыс. лет. В западной части моря они близки к 18 {25} см/тыс. лет.

Наибольшие значения соответствуют вышеуказанному району подножья одесского шельфа, где они составляют 30 {32} см/тыс. лет. Поэтому, скорости осадконакопления на западе Черного моря на 20% и более превосходят таковые на востоке моря.

Скорости седиментации в средне-позднемиоценовое время

Расчеты для средне-позднемиоценового времени (7,246–15,97 млн. лет) свидетельствуют, что в восточной половине моря скорость осадконакопления не была меньше чем 20 {22} см/тыс. лет. При этом в области максимальных мощностей она увеличивается до 28 {32} см/тыс. лет. В области Туапсинского прогиба значения близки к 22 {24} см/тыс. лет (рис. 1.2.18, 1.2.19).

В центральной части моря скорость составляет около 19 {21} см/тыс. лет, а в области максимальных мощностей она достигает величины 22 {28} см/тыс. лет.

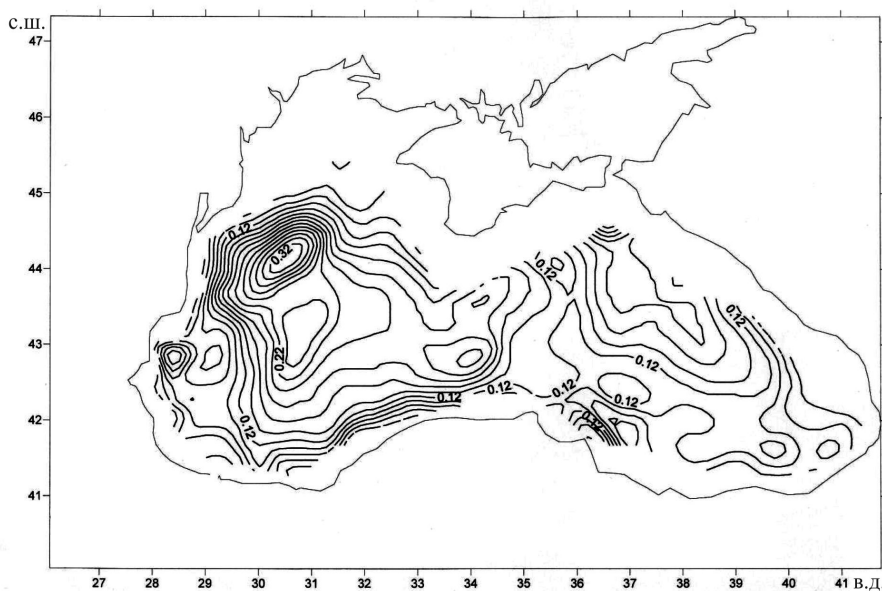


Рис. 1.2.16. Нижний предел скорости седиментации осадков в позднемиоценовое–плиоценовое время [Шрейдер, 2011], упрощено). Изолинии равной скорости в м/тыс. лет.

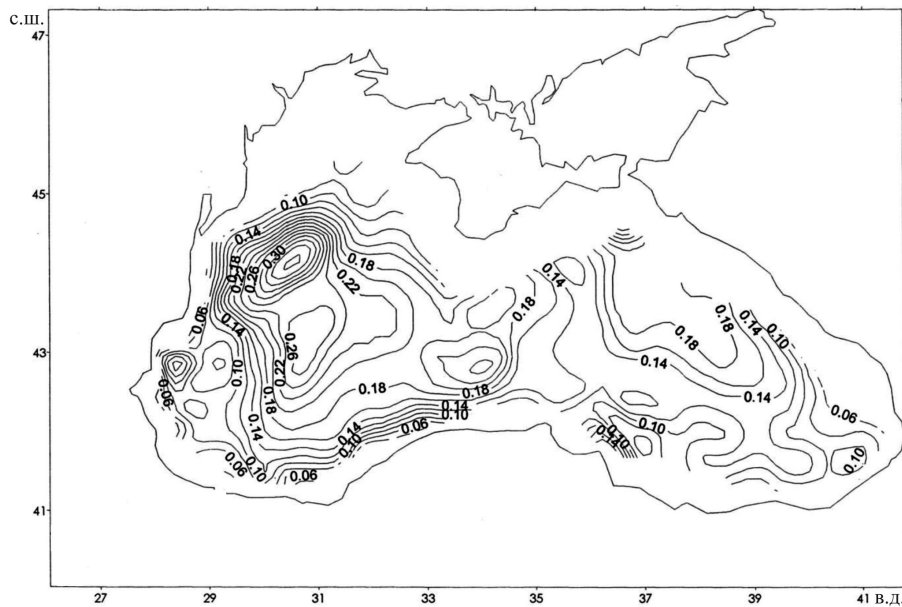


Рис. 1.2.17. Верхний предел скорости седиментации осадков в позднемиоценовое–плиоценовое время ([Шрейдер и др., 2003; Шрейдер, 2011], упрощено). Изолинии равной скорости в м/тыс. лет.

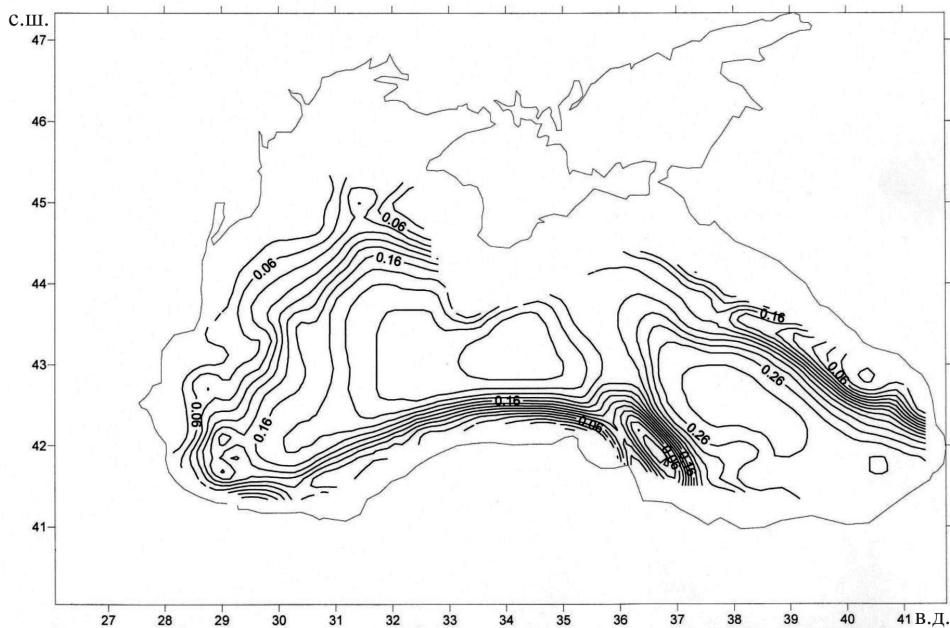


Рис. 1.2.18. Нижний предел скорости седиментации осадков в средне-позднемиоценовое время ([Шрейдер, 2011], упрощено). Изолинии равной скорости в м/тыс. лет.

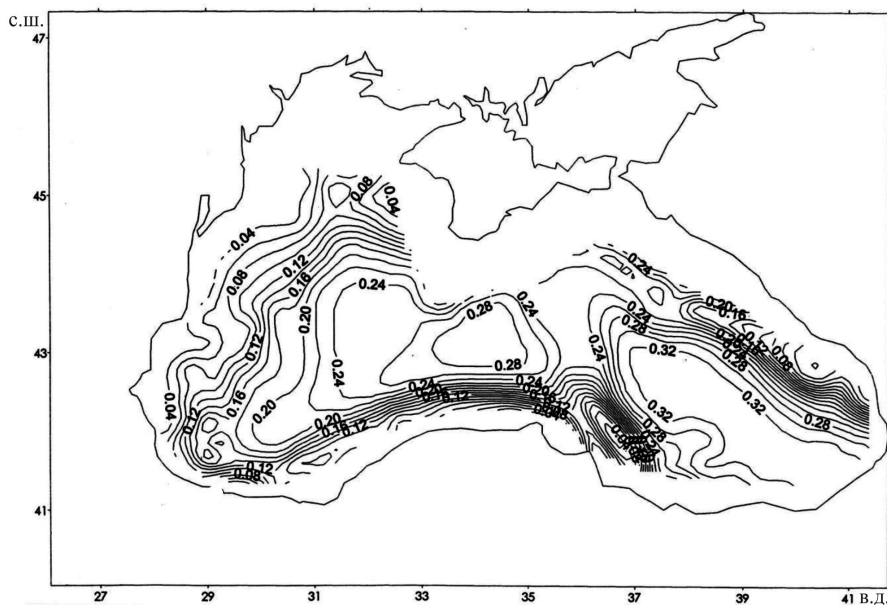


Рис. 1.2.19. Верхний предел скорости седиментации осадков в средне-позднемиоценовое время [Шрейдер и др., 2003; Шрейдер, 2011], упрощено). Изолинии равной скорости в м/тыс. лет.

В западной части моря скорости близки к 14 {16} см/тыс. лет. Таким образом, в целом по площади значения НПСО на востоке Черного моря на 15–30% превосходят таковые на западе моря.

Скорости седиментации в олигоцен-раннемиоценовое время

В олигоцене – раннем миоцене в интервале 33,9–15,97 млн. лет в юго-восточной части моря скорость осадконакопления составляла не менее 17 {20} см/тыс. лет. В центральной части Восточной котловины она возрастает до 20 {24} см/тыс. лет. В пределах депоцентра, расположенного на северо-западе Восточной котловины, скорость составляет около 14 {16} см/тыс. лет, а в области максимальных мощностей она достигает величины 16 {20} см/тыс. лет (рис. 1.2.20, 1.2.21).

В западной части моря величина скорости близка к 20 см/тыс. лет. В области максимальных мощностей – 25 {32} см/тыс. лет. В целом по площади, скорости осадконакопления в олигоцене – раннем миоцене на западе Черного моря примерно на 20% превосходят таковые на востоке моря.

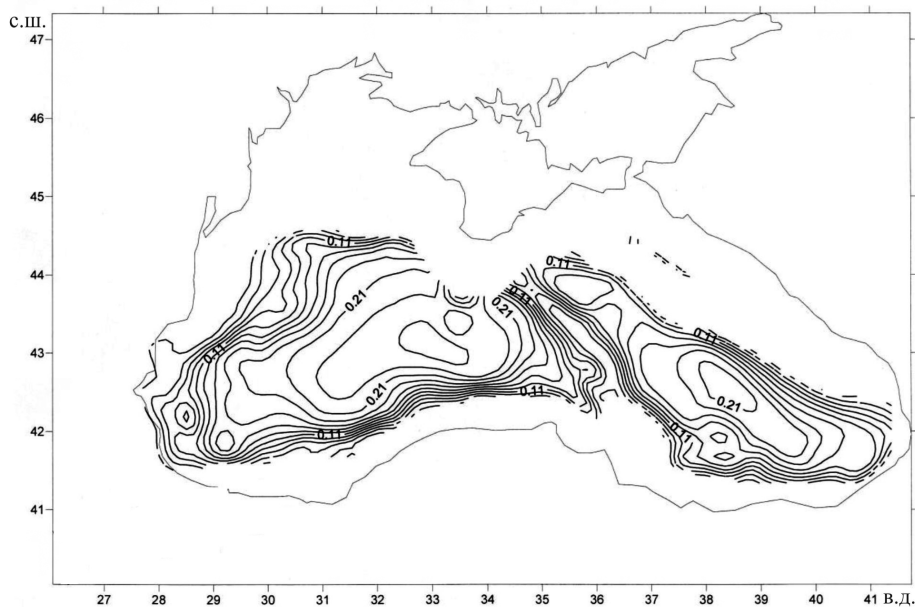
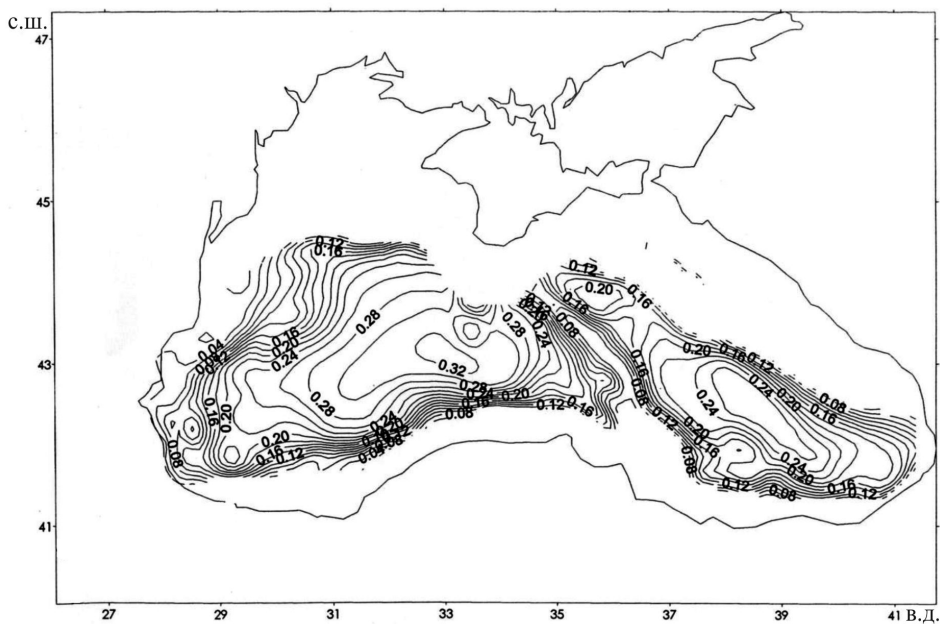


Рис. 1.2.20. Нижний предел скорости седиментации осадков в олигоцен-раннемиоценовое время ([Шрейдер, 2011], упрощено). Изолинии равной скорости в м/тыс. лет.



Скорости седиментации в палеоцен-эоценовое время

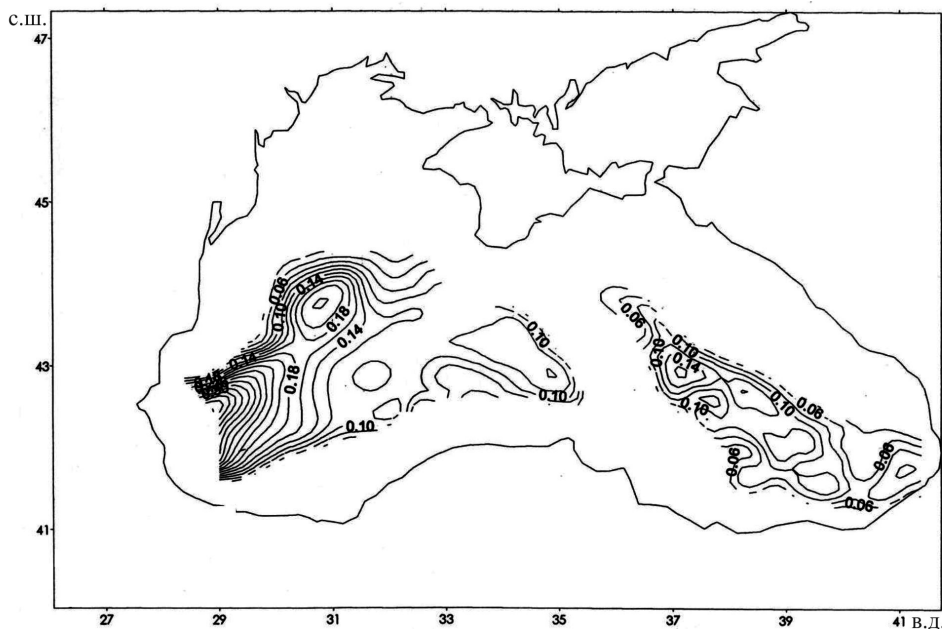
Эпохи эоцена и палеоцена длились с 33,9 млн. лет до 66 млн. л.н. Согласно расчетам, скорости осадконакопления в юго-восточной части моря составили 8 см/тыс. лет. В локальных депрессиях они могли достигать более 14 {16} см/тыс. лет (рис. 1.2.22, 1.2.23).

На большей части западной половины моря скорость в среднем составляет не менее 8 {9} см/тыс. лет. В области максимума на крайнем западе котловины она достигает величины 19 {36} см/тыс. лет, а в районе подножья одесского континентального склона 17 {22} см/тыс. лет.

Таким образом, скорости осадконакопления в эоцен-палеоэоценовое время в среднем на значительных частях запада и востока Черного моря были сравнимы между собой, исключая крайний запад Западной котловины с увеличенными в 2 и более раза скоростями седиментации.

Распределение скоростей кайнозойской седиментации

Результаты расчетов общей современной мощности кайнозойских осадков послужили основой для расчетов скоростей осадконакопления в глубоководной кот-



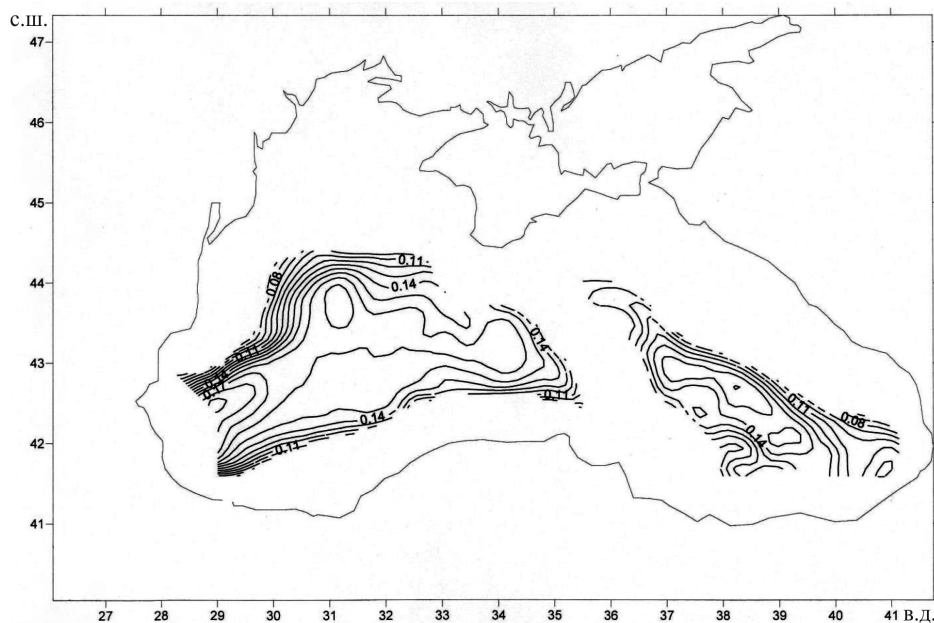


Рис. 1.2.23. Верхний предел скорости седиментации осадков в палеоцен-эоценовое время ([Шрейдер и др., 2003; Шрейдер, 2011], модифицировано). Изолинии равной скорости в м/тыс. лет.

ловине Черного моря (рис. 1.2.24, 1.2.25). В соответствии с тем, что говорилось выше, имеющиеся данные позволяют оценить нижний предел скоростей осадконакопления за кайнозойское время. В рамках сделанных предположений реальные скорости осадконакопления не должны быть меньше, чем приводимые здесь расчетные величины.

Величины скоростей для глубоководной котловины Черного моря изменяются от 3–4 до 20–21 см/тыс. лет. Для Восточной впадины между валами Андрусова и Шатского средняя величина скорости составляет около 15 {20} см/тыс. лет, а в отдельных депрессиях достигает 17 {22} см/тыс. лет.

В западной части моря скорость в среднем составляет около 17 {19} см/тыс. лет. При этом между валом Андрусова и турецким континентальным склоном эта величина достигает 16 {22} см/тыс. лет, а у подножья одесского континентального склона и на крайнем западе акватории она составляет 19 {23} и 20 {25} см/тыс. лет, соответственно.

В области вала Андрусова значения скорости не превосходят 6 {7} см/тыс. лет, в то время как на валу Архангельского он близок к 3–4 {4–5} см/тыс. лет. Близкие значения скорости отмечаются и для вала Шатского.

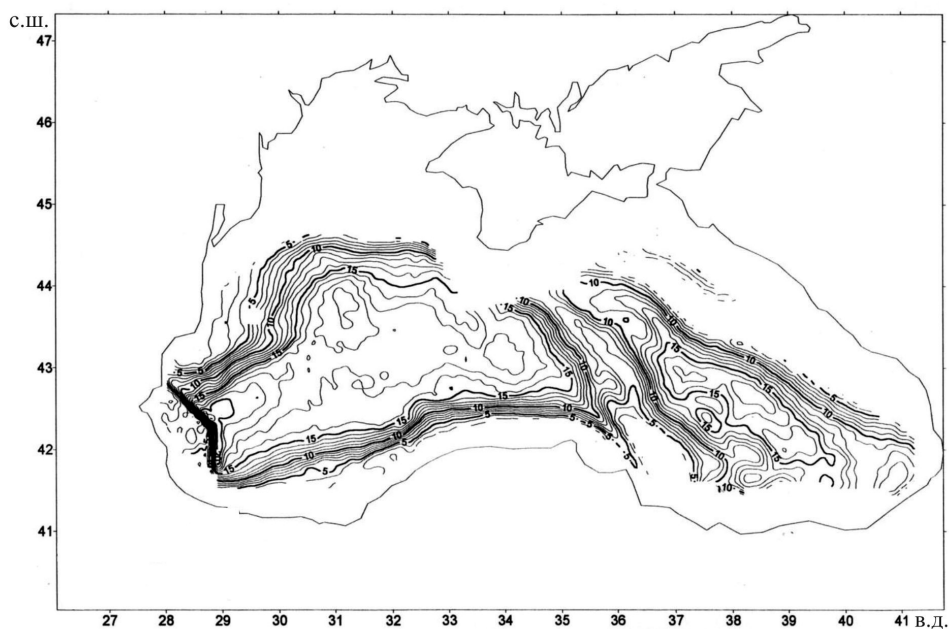


Рис. 1.2.24. Нижний предел скорости седиментации осадков в кайнозое ([Шрейдер и др., 2004; Шрейдер, 2011], модифицировано). Изолинии равной скорости в см/тыс. лет.

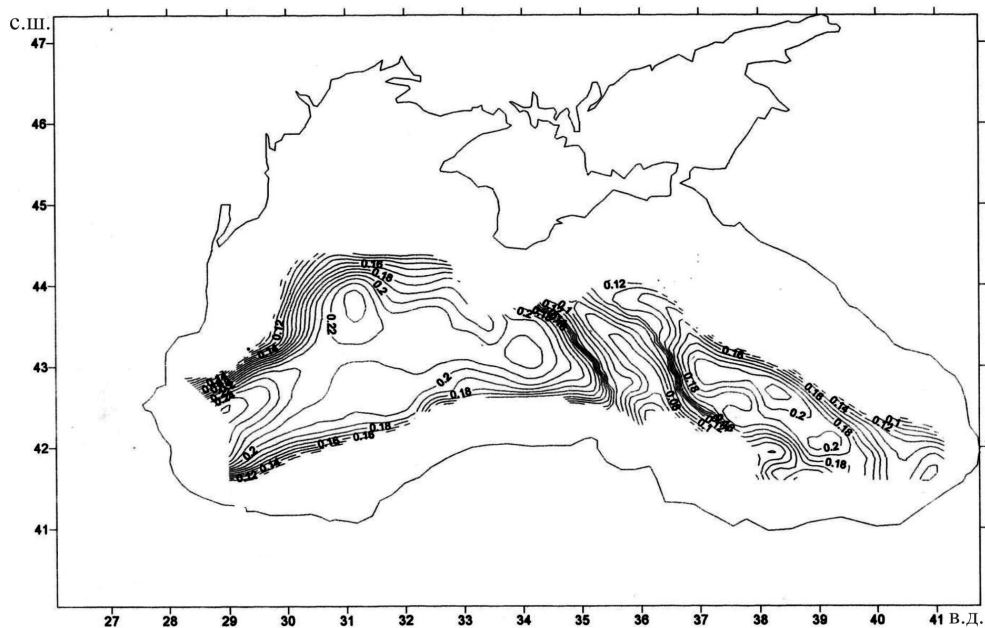


Рис. 1.2.25. Верхний предел скорости седиментации осадков в кайнозое время ([Шрейдер и др., 2004; Шрейдер, 2011], модифицировано). Изолинии равной скорости в м/тыс. лет.

Рельеф поверхностей раздела разновозрастных осадков

Подощва четвертичных осадков не совпадает с современной конфигурацией дна Черноморской впадины (рис. 1.2.26), а представляет собою наклонную с юго-востока на северо-запад поверхность, осложненную на востоке и западе двумя понижениями небольшой амплитуды. На большей части восточной половины моря она лежит на глубинах около 2,5 км ниже уровня моря. В центральной части западной половины моря глубина подошвы четвертичных отложений достигает 3,3 км. Поверхность плавно поднимается в сторону северо-западного шельфа, достигая глубин менее 1 км. На крайнем северо-западе бассейна в районе палеодельты Дуная выделяется широкое понижение и сопряженный гребень северо-западного простирания, являющиеся, по-видимому, элементами эрозионного рельефа палеосклона и его подножья. Положительная форма вала Архангельского и трог Синопского прогиба прослеживаются на расстояние до 100 км от берега в интервале $36,5^{\circ}$ – $37,5^{\circ}$ в.д.

Подощва позднелиоценовых–плиоценовых осадков по своей генеральной конфигурации напоминает поверхность подошвы антропогена и представляет собою наклонную с юго-востока на северо-запад поверхность (рис. 1.2.27). На большей части восточной половины моря она лежит на глубинах около 3,5 км ниже уровня

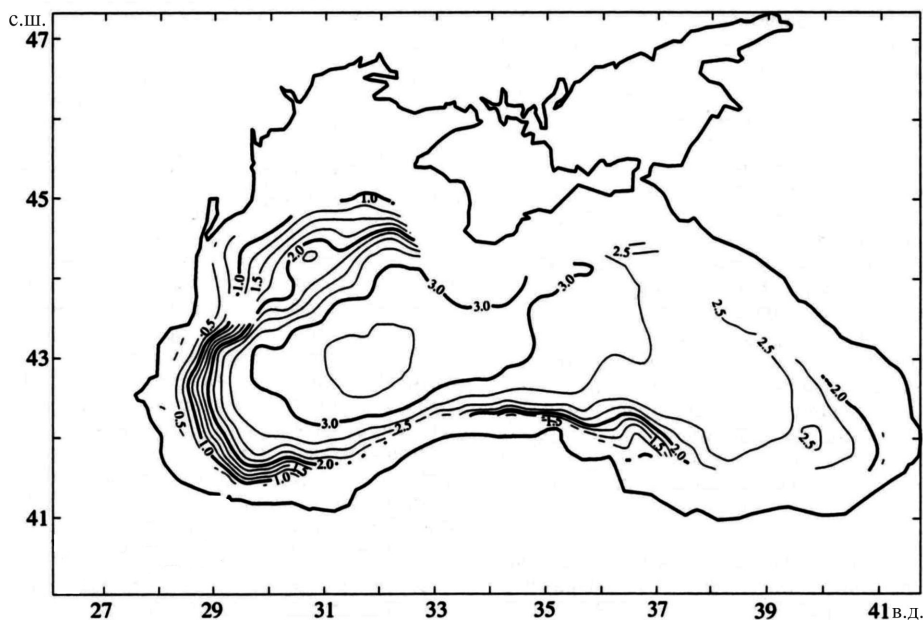


Рис. 1.2.26. Рельеф подошвы четвертичных отложений ([Шрейдер, 2007, 2011], упрощенно). Изогипсы в км.

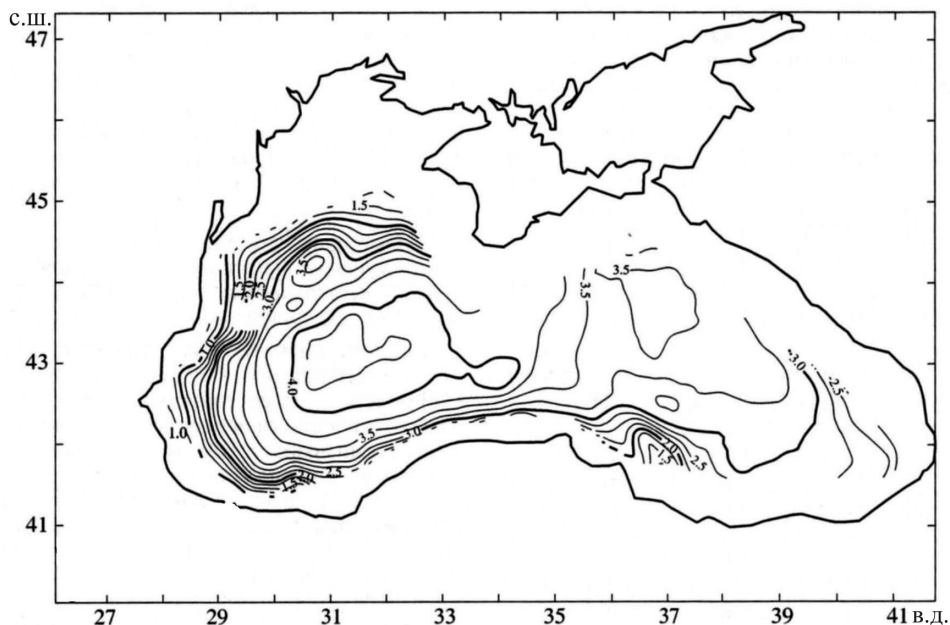


Рис. 1.2.27. Рельеф подошвы позднемиоценовых–плиоценовых отложений ([Шрейдер, 2007, 2011], упрощено). Изогипсы в км.

моря и постепенно возвышается в сторону берегов. В центральной части западной половины моря глубина подошвы четвертичных отложений составляет более 4 км. Здесь можно различать, собственно, две впадины – обширную западную с глубинами более 4,3 км и расположенную юго-восточнее от нее небольшую впадину с глубиной 4 км.

Структуры южной части вала Архангельского и Синопского прогиба прослеживаются на расстояние около 120 км от берега. Депрессия в рельефе палеосклона и его подножья в районе 44.3° с.ш., 31° в.д. приобретает более отчетливую форму и большую глубину (до 700 м) в сравнении с предыдущей картой. Южнее, в районе 43.3° с.ш., 30° в.д., выделяется небольшое, около 100 м амплитудой, поднятие, отвечающее поднятию Полошкова.

Характерно, что по данным из работы [Альбом..., 1989] дельта Дуная не выражена, а ближайший осадочный депоцентр вытянут вдоль подножья одесского шельфа в широтном направлении.

Подошва средне-позднемиоценовых осадков (рис. 1.2.28) образует две впадины на востоке и западе котловины, разделенные поднятием Андрусова с относительным превышением над дном впадин до 700 м. Таким образом, к концу накопления майкопской серии вал Андрусова все еще представлял собой положи-

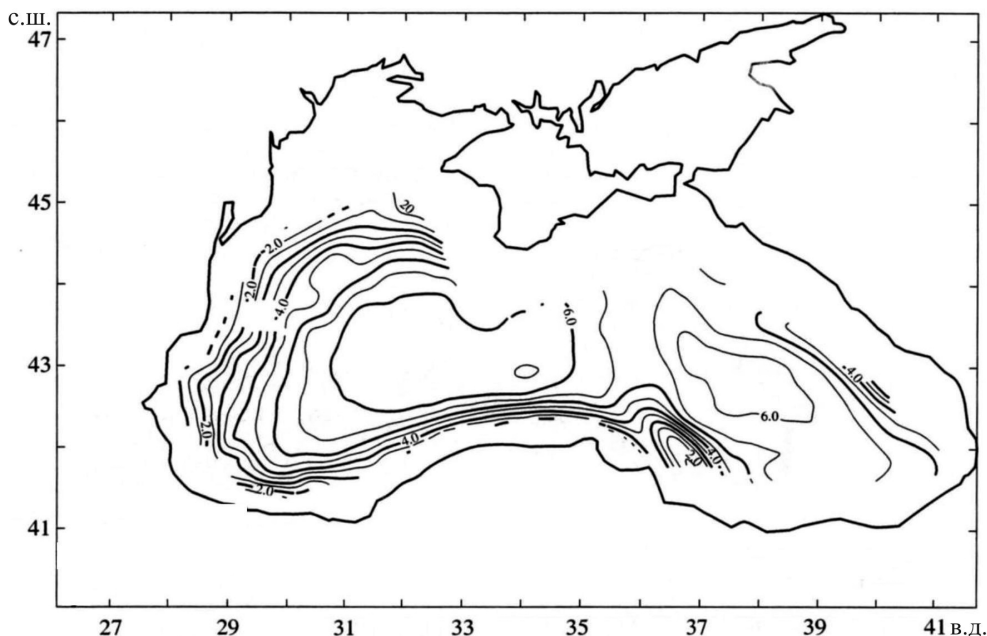


Рис. 1.2.28. Рельеф подошвы средне-позднемиоценовых отложений ([Шрейдер, 2007, 2011], упрощено). Изогипсы в км.

тельную форму рельефа. В центральной части восточной половины моря поверхность в ее современном залегании находится на глубинах 5,5–6 км ниже уровня моря, постепенно возвышаясь в сторону берегов. На юго-востоке обозначается континентальный склон вала Шатского. Северный сегмент вала Шатского отделен от южного сегмента разломом, сформированным в позднеальпийскую–современную фазу орогенеза [Finetti et al., 1988].

В центральной части западной половины моря глубина подошвы среднемиоценовых отложений составляет более 6 км. Структуры вала Архангельского и Синопского прогиба четко выражены и прослеживаются на расстояние около 100 км от берега. Впадина в районе 44.3° с.ш., 31° в.д. выражена менее четко, чем по подошве позднемиоценовых–плиоценовых отложений.

Данные работ [Туголесов и др., 1983, 1985; Альбом..., 1989] демонстрируют в целом более глубокое положение подошвы средне-позднемиоценовых пород. Так, в работе [Туголесов и др., 1985] в восточной котловине она лежит в среднем на 500 м выше, а в западной котловине – на 1000 м глубже.

Подошва олигоцен-раннемиоценовых осадков в их современном залегании образует две впадины, разделенные валом Андрусова, имевшим относительную высоту 4 км (рис. 1.2.29). Вал кулисообразно сочленяется с валом Архангельско-

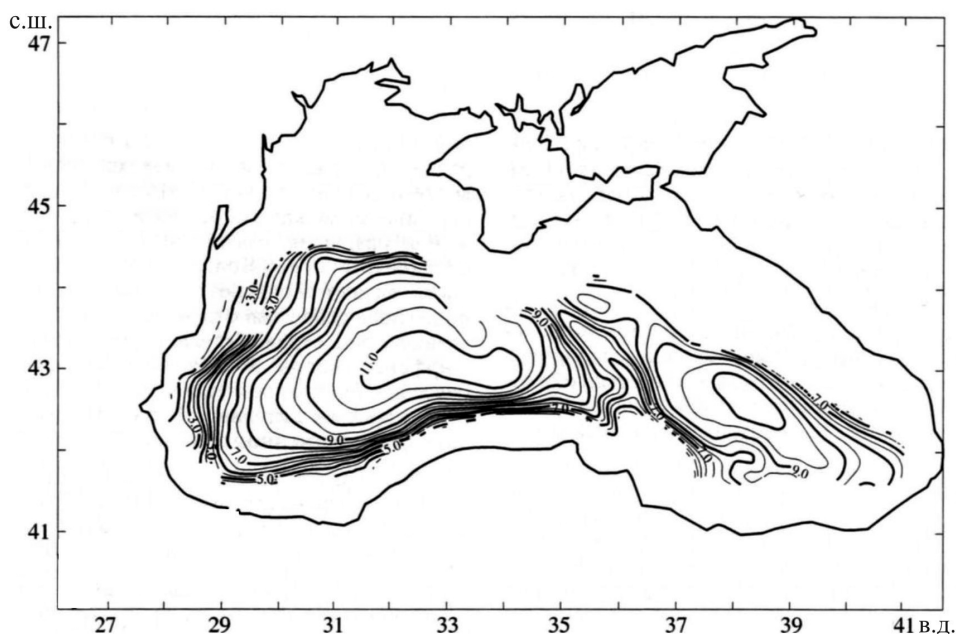


Рис. 1.2.29. Рельеф подошвы олигоцен-раннемиоценовых отложений ([Шрейдер, 2007, 2011], упрощено). Изогипсы в км.

го. Структура последнего прослеживается на расстояние свыше 200 км от берега. Сопряженная с ней структура Синопского прогиба может быть прослежена на еще большее расстояние.

Восточная впадина имеет вытянутую в СЗ–ЮВ направлении форму. В ее пределах выделяются две депрессии – северная шириной 60 км с глубиной от уровня моря около 8,7 км и южная шириной до 100 км с глубинами до 10 км. С востока Восточная котловина обрамлена валом Шатского с глубинами вершины менее 6 км.

В центральной части Западной котловины глубина подошвы близка к 11 км. Открытое на юго-восток понижение на континентальном склоне в районе 44.3° с.ш., 31° в.д. (глубина 7,5 км) выражено еще слабее, чем по подошве средне-позднемиоценовых отложений.

Данные работ [Туголесов и др., 1983, 1985; Альбом..., 1989] демонстрируют в целом менее глубокое (с глубиной около 9 км) положение подошвы олигоцен-раннемиоценовых пород в Восточной котловине. В то же время, в Западной котловине эта поверхность лежит примерно на 1000 м глубже и достигает 12-километровой отметки.

Подощва палеоцен-эоценовых отложений по своей конфигурации распадается на две неравновеликие впадины – Восточную и Западную. Они разделены валом Андрусова и ограничены с востока валом Шатского с относительным превышением валов над дном впадин до 5–7 км. Вал кулисообразно сочленяется с валом Архангельского (рис. 1.2.30). Структура вала Архангельского и сопряженная с ней структура Синопского прогиба протягиваются на расстояние до 220 км от южного побережья бассейна. Один из изгибов поверхности подошвы на валу Андрусова, вероятно, явился результатом горизонтального тектонического смещения.

В центральной части Восточной котловины подошва палеоцен-эоценовых осадков лежит на глубинах свыше 12,5 км. В целом впадина имеет вытянутую в СЗ–ЮВ направлении форму при ширине на севере около 60 км, а на юге – 130 км. В центральной части впадины (первый депоцентр) выделяются отдельные депрессии северо-западного простирания, в которых наблюдаются максимальные мощности осадков. Они имеют глубины днищ около 13,5 км и разделяются небольшими перемычками северо-восточного простирания. Можно полагать, что перемычки между депрессиями отражают положение разрывов, поперечных по отношению к складчатому поясу Большого Кавказа. В южной части впадин выделяются несколько небольших поднятий и депрессий с глубинами 11–12 км. По-

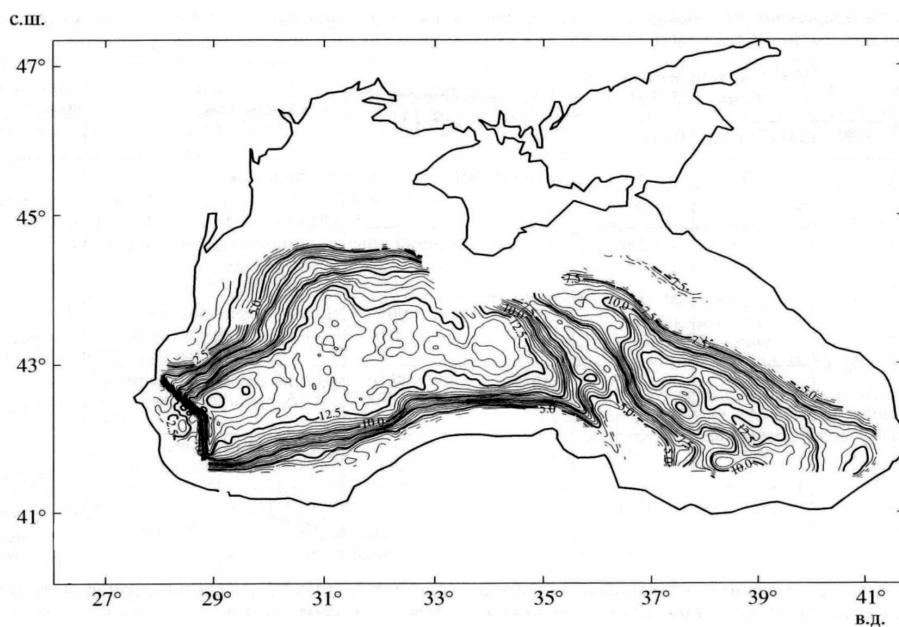


Рис. 1.2.30. Рельеф подошвы палеоцен-эоценовых отложений ([Шрейдер, 2007, 2011] с учетом работы [Kazmin et al., 2000]). Изогипсы в км.

видимому, они отражают сложную тектоническую дифференциацию докайнозойского фундамента бассейна.

На крайнем юго-востоке четко выделяется депрессия с глубиной 10,5 км, вероятно, отвечающая морскому продолжению современного Гурийского прогиба.

Восточная впадина с востока обрамлена валом Шатского, возвышающимся над дном примыкающих впадин на 5–7 км. К северо-западу подошва кайнозой погружается в сторону Туапсинского прогиба до глубин 9 км и более.

На большей части Западной впадины глубина подошвы палеоцен-эоценовых отложений близка к 13 км. Впадина четко разделяется на три депрессии изометричной формы, в которых наблюдаются максимальные мощности осадков. Самая восточная из них с центром на $43,1^{\circ}$ с.ш. $34,1^{\circ}$ в.д. (второй депоцентр) имеет глубину днища 14 км и примыкает к валу Андрусова. С севера на меридиане $33,9^{\circ}$ в.д. выступ склона ограничен узким (20 км шириной) и глубоким (до 1,5 км) трогом с днищем, лежащем на глубине 13 км и примыкающим к Западно-Крымскому разлому. Расположенная северозападнее депрессия с центром на $43,7^{\circ}$ с.ш. $31,2^{\circ}$ в.д. (третий депоцентр) имеет глубину днища более 13,2 км. Депрессии разделены невысокой перемычкой (седловиной), имеющей северо-северо-западное простираание. Самая западная депрессия с центром на $42,5^{\circ}$ с.ш. $29,3^{\circ}$ в.д. (четвертый депоцентр) имеет глубину 14,5 км и примыкает к надвигам, ограничивающим фронт складчатой системы Балканид.

С севера на меридиане $33,9^{\circ}$ в.д. выступ континентального склона ограничен узким (20 км шириной) и глубоким (до 1,5 км) трогом с днищем, лежащим на глубине 13 км. Возможно, он отвечает продолжению Западно-Крымского разлома. В районе $43,2^{\circ}$ с.ш. $29,8^{\circ}$ в.д. на глубинах 8–10 км выделяется небольшой выступ дна, соответствующий положению поднятия Полшкова. В настоящее время средняя глубина мезозойской поверхности валов Андрусова и Шатского близка к 6,5 км.

Из рис. 1.2.30 видно, что на ней белыми пятнами выделяются, в основном, участки моря, относящиеся к зонам национальной юрисдикции. Нами предпринята попытка составить компиляционную карту подошвы кайнозойских осадков путем дополнения в областях белых пятен цифровой электронной карты, представленной на рис. 1.2.30, другими опубликованными (на бумажных носителях) сведениями о рельефе этой поверхности. Сложность составления такой компиляционной карты определяется еще и тем, что данные в различных работах часто лишены координатной сетки, а в тех случаях, когда координаты приводятся на краях рамки, нет указаний, в какой проекции такие карты составлены. В свете этого еще раз подчеркнем, что при составлении всех оригинальных представленных в настоящей работе карт и схем использовалась проекция Меркатора. Представленный на рис. 1.2.31 результат компиляции основан на визуальном сравнении результатов перестройки картографических материалов из различных картографических проекций, визуальной состыковке соответствующих изогипс из отобранных работ, сопровождаемой совмещением участков береговых линий.

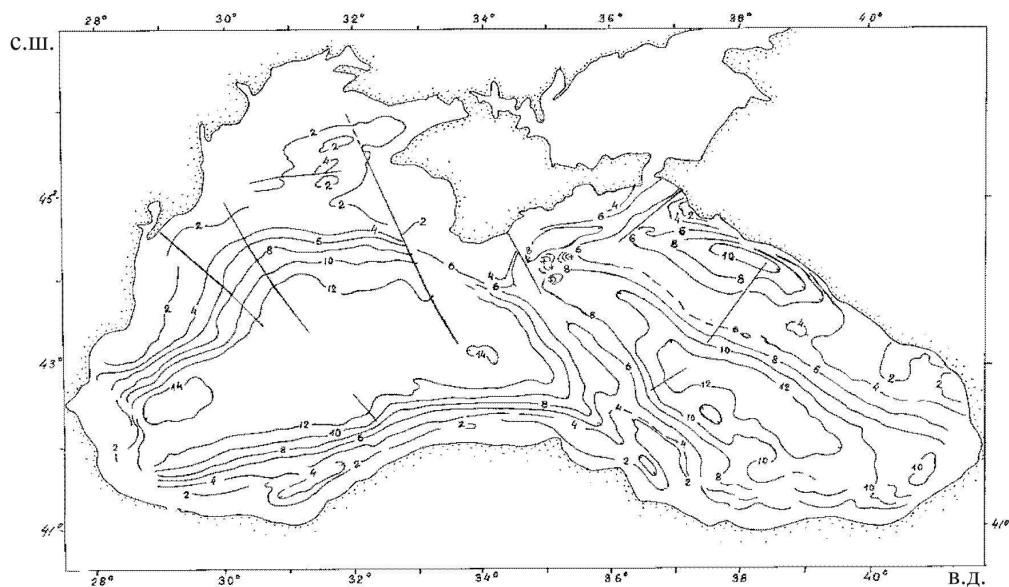


Рис. 1.2.31. Рельеф подошвы кайнозойских осадков и тектонических нарушений в Черном море по данным [Шрейдер, 2011] с привлечением картографических материалов из [Finetti et al., 1988]. Изогипсы в км.

Наилучший вариант картографического изображения с погрешностью стыковки планового положения изогипс из различных источников $\leq \pm 10$ км достигается при сечении изогипс 2 км.

Особенности процесса кайнозойской седиментации

Осадки палеогенового – четвертичного возраста отлагались в интервале 66–0 млн. лет.

Палеоцен и эоцен (66–33,9 млн. лет)

В раннем кайнозое дно Черного моря состояло из системы депрессий, объединенных в две (широкую Западную и узкую Восточную) впадины, разделенные валами Андрусова и Архангельского. Последние представляли собою области денудации. Вал Шатского отделял восточную впадину от расположенного северо-восточнее Большекавказского прогиба. На западной возвышенной части вала осадки, возможно, также не отлагались.

Близость гипсометрических уровней лежащих в основании первого и второго депоцентров днищ депрессий в Восточной впадине и восточной части Западной впадины Черного моря (современная средняя глубина их днищ составляет $14 \pm 0,5$ км), вероятно, свидетельствует о синхронности их формирования.

Седиментация в первом и втором депоцентрах шла со скоростями 9 {12} см/тыс. лет, в третьем депоцентре скорость поступления осадков составила 17 {22} см/тыс. лет, а в четвертом – 23 {30} см/тыс. лет. Это привело к отложению в первом и втором депоцентрах осадочных толщ, мощность которых составляла 3,0 {3,5} км. В третьем – 4,0 {6,5} км и четвертом – 6,0 {9,5} км. На валах Андрусова и Архангельского осадков не накапливалось, как и на валу Шатского, что, скорее всего, обусловлено тем обстоятельством, что их поверхность была расположена неглубоко (или даже выше уровня моря) и подвергалась денудации.

Осадконакопление в палеоцене и эоцене привело к выравниванию дна депрессий во впадинах. В первую очередь это коснулось юго-запада и юго-востока Черноморской котловины, где под осадками оказались погребены наиболее глубокие (более 14 км глубиной) локальные депрессии. Прогрессивное заполнение осадками привело к расширению плоского дна в восточной и западной впадинах бассейна. Вместе с тем началось обособление депрессии на северном континентальном склоне в районе $44,3^\circ$ с.ш. 31° в.д.

Олигоцен – ранний миоцен (33,9–15,97 млн. лет)

Осадконакопление в олигоценовое–раннемиоценовое (майкопское) время привело к тому, что перемычка между Западной и Восточной впадинами сначала сократилась по высоте до 500 м, а затем была и вовсе перекрыта осадками. В миоценовое время произошло слияние впадин в одну и формирование на этой основе пологонаклоненной с востока на запад равнины. Вал Шатского также был перекрыт осадками. Экранирование рядом периферийных прогибов (Керченским, Туапсинским, Гурийским и др.) поступления кайнозойских осадков в Восточную впадину привело к неравномерности заполнения впадин осадочным материалом в олигоцен-миоценовое время.

Седиментация в первом депоцентре шла со скоростями 28 {32} см/тыс. лет, втором – $24 \leq V \leq 28$ см/тыс. лет, в третьем и четвертом депоцентрах скорость поступления осадков была меньше и составила соответственно $14 \leq V \leq 16$ см/тыс. лет и 12 {14} см/тыс. лет. На валах Андрусова и Шатского, разделяющих первый и второй депоцентры, скорость поступления осадков была невелика – 3 {4} см/тыс. лет, в то время как на валу Шатского она была значительно выше – 14 {16} см/тыс. лет.

Это привело к отложению в первом и втором депоцентрах осадочных толщ, мощность которых составляла 4,0 {5,5} км. В третьем и четвертом 3,0 {3,5} км. На валах Андрусова и Архангельского мощность осадков составила 3,0 {3,5} км, а на валу Шатского 1,8 {2,0} км.

Средний–поздний миоцен (15,97–7,246 млн. лет)

Позднемиоценовое–плиоценовое осадконакопление способствовало дальнейшему выполаживанию дна центральной части Черноморской котловины и захоронению осадками большей части вала Архангельского. Последний остался выраженным в рельефе дна лишь в своей южной, прибрежной части. Продолжалось заполнение осадками Синопского прогиба и депрессии в районе $44,3^{\circ}$ с.ш. 31° в.д., полностью погребенной в четвертичное время. Седиментация в первом депоцентре была весьма высока и достигала 28 {32} см/тыс. лет, во втором она составляла 24 {28} см/тыс. лет, а в третьем депоцентре скорость поступления осадков была $14 \leq V \leq 16$ см/тыс. лет, в четвертом – 12 {14} см/тыс. лет. На валах Андрусова и Архангельского скорость поступления осадков была низкой – 3 {4} см/тыс. лет, а на валу Шатского она составляла 14 {16} см/тыс. лет. Это привело к отложению в первом и втором депоцентрах осадочных толщ, мощность которых составляла 2,4 {3,2} км. В третьем и четвертом депоцентрах она близка к 1,4–1,6 км. На валах Андрусова и Архангельского мощность осадков составила 1,2 {1,5} км, а на валу Шатского их мощность составляет 1,8 {2,0} км.

Поздний миоцен – плиоцен (7,246–1,806 млн. лет)

Седиментация в первом депоцентре шла со скоростями 15 {16} см/тыс. лет, втором – 20 {22} см/тыс. лет, в третьем депоцентре скорость поступления осадков была весьма высока и достигала 31 {34} см/тыс. лет, в то время как в четвертом депоцентре формирование осадков шло со скоростями и 11 {12} см/тыс. лет. На валах Андрусова, Архангельского и Шатского скорость поступления осадков была близка к вышеуказанной и составляла 12 {13} см/тыс. лет. Это привело к отложению в первом и втором депоцентрах осадочных толщ, мощность которых составляет 0,6 {1,0} км. В третьем депоцентре – 1,4 {1,6} км, в то время как в четвертом 0,5 {0,6} км. На валах Андрусова, Архангельского и Шатского их мощность составляет 0,4 {0,6} км.

После захоронения в миоценовых отложениях вала Андрусова, Архангельского, Шатского сформировалась слабонаклоненная к центру котловины поверхность подошвы плиоценовых осадков, осложненная на востоке и западе двумя понижениями небольшой амплитуды. Дальнейшее ее выравнивание произошло в четвертичное время.

Четвертичное время (1,806–0 млн. лет)

Седиментация в четвертичное время в первом депоцентре шла со скоростями 20 см/тыс. лет, втором – 40 см / тыс. лет, в третьем депоцентре скорость посту-

пления осадков была весьма высока и достигала 100 см/тыс. лет, в то время как в четвертом депоцентре формирование осадков шло со скоростями в три раза меньшими (30 см/тыс. лет). На валах Андрусова, Архангельского и Шатского скорость поступления осадков была 20 см/тыс. лет. Это привело к отложению в первом и втором депоцентрах осадков мощностью 0,4–0,8 км, в то время как в третьем депоцентре она близка к 2 км. В четвертом она составляет 0,6 км. На валах Андрусова, Архангельского и Шатского современная их мощность составляет около 0,5 км.

Кайнозой в целом (66–0 млн. лет)

Анализ данных об общих мощностях кайнозойских осадков свидетельствует о том, что распределение осадков по акватории неоднородно. Выделяются рассмотренные выше четыре основных депоцентра.

Сопоставление карты НПМО, полученной путем сложения мощностей каждого из выявленных сейсмостратиграфических комплексов с картой ВПМО, полученной путем сложения таковых мощностей, но приведенных к плотности четвертичных отложений, показывает их определенные различия.

Совместный анализ карт (см. рис. 1.2.13, 1.2.14) позволяет выявить, что седиментация в первом и втором депоцентрах шла со скоростями 16 {21} см/тыс. лет, в третьем – 19 {23} см/тыс. лет и четвертом – 20 {25} см/тыс. лет. Это привело к отложению в первом и втором депоцентрах осадочных толщ, мощность которых составляла 11 {13} км, в третьем – 12 {15} км и четвертом – 12 {16} км. На валах Андрусова, Архангельского и Шатского осадконакопление характеризовалось скоростями 5 {7} см/тыс. лет и суммарная мощность осадков составила 4 {5} км.

В целом в Восточной впадине скорость осадконакопления в кайнозое была 15 {17} см/тыс. лет, а в Западной впадине – 17 {19} см/тыс. лет. Это привело к отложению 9 {12} км и 10 {14} км осадков, соответственно.

На протяжении кайнозоя наибольшие скорости осадконакопления (более 1 м в тысячу лет) приурочены к третьему депоцентру и зафиксированы в четвертичное время. Наименьшие скорости осадконакопления (менее 0,1 м в тыс. лет) приурочены к первому и второму депоцентрам и зафиксированы в палеоцен-эоценовое время.

Разница значений верхнего и нижнего пределов общей мощности (рис. 1.2.32) составляет для первого и второго депоцентров 2–2,5 км, а для третьего и четвертого депоцентров – 2,5–3 км. В рамках сделанных предположений литификация привела к «съеманию» до 3 км осадочной мощности, что составляет до 15–20% от общей мощности осадков (рис. 1.2.33).

Если «засыпать» поверхность мезозойских пород мощностями кайнозойских осадков, приведенных к плотности наиболее поверхностного их слоя с плотностью 1,85 г/см³, то в Восточной впадине поверхность осадков сравняется с уров-

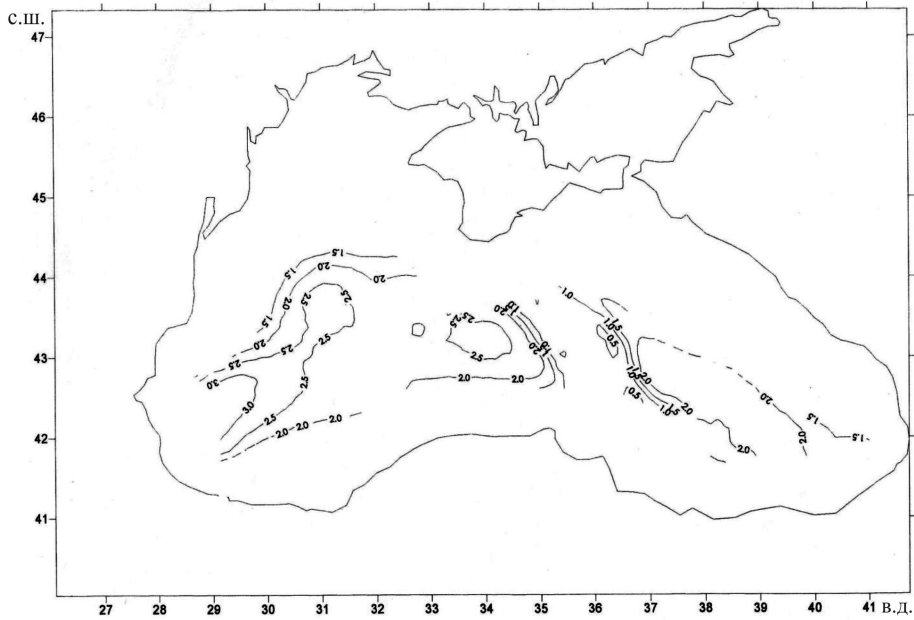


Рис. 1.2.32. Разница (км) верхнего и нижнего пределов мощности кайнозойских отложений ([Шрейдер, 2011], модифицировано).

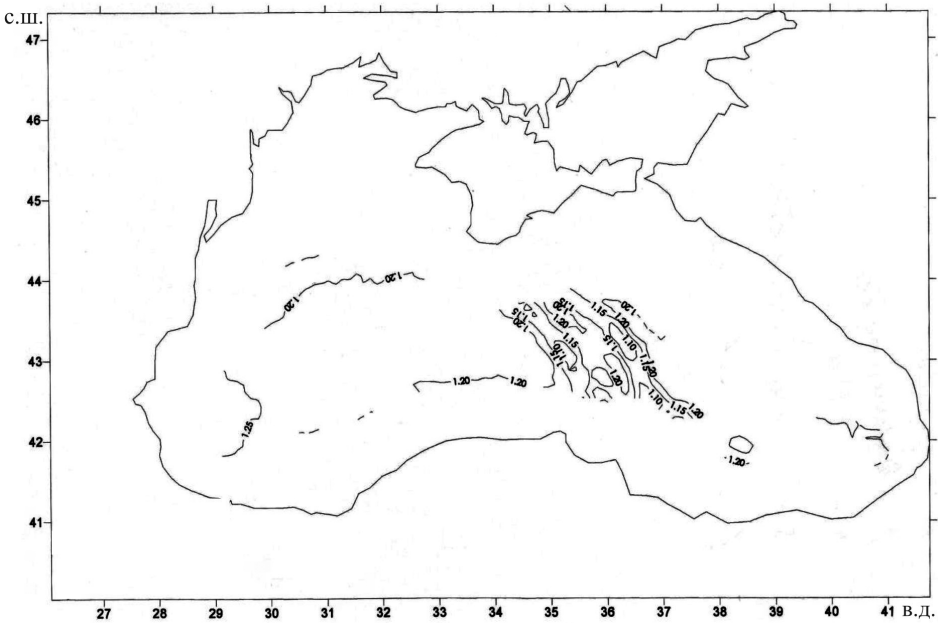


Рис. 1.2.33. Отношение верхнего и нижнего пределов мощности кайнозойских отложений ([Шрейдер, 2011], модифицировано).

нем моря, а в Западной впадине на продолжении дельты Дуная возникнет поднятие высотой в полтора километра выше уровня моря (рис.1.2.34).

Сравнение с известными величинами скоростей осадконакопления в Мировом океане [Геологическая..., 1980] показывает, что кайнозойская седиментация в Черном море на порядок более интенсивна, чем в открытом океане. Вынос в антропогене осадков Дунаем, сгружавшим ранее свои массы [Туголесов, Мейснер, 2002] во Внешнекарпатское озеро, занимавшее тогда Предкарпатский прогиб, внес значительный вклад в кайнозойскую седиментацию северо-западной периферии глубоководной впадины Черного моря [Шрейдер и др., 2004]. В целом же осадконакопление шло в 3–7 раз менее интенсивно, чем в областях океанских продолжений дельт таких рек, как Инд, Ганг, Брахмапутра.

Таким образом, на основе банка цифровой информации о мощностях осадков вдоль профилей наблюдений в глубоководной котловине Черного моря составлены новые карты современных мощностей осадков, прошедших процесс уплотнения в кайнозое (нижний предел мощности осадков – НПОМО). Наши карты отличаются от всех предыдущих тем, что учитывают различия сейсмических скоростей в осадках между западной и восточной частями акватории, а также тем,

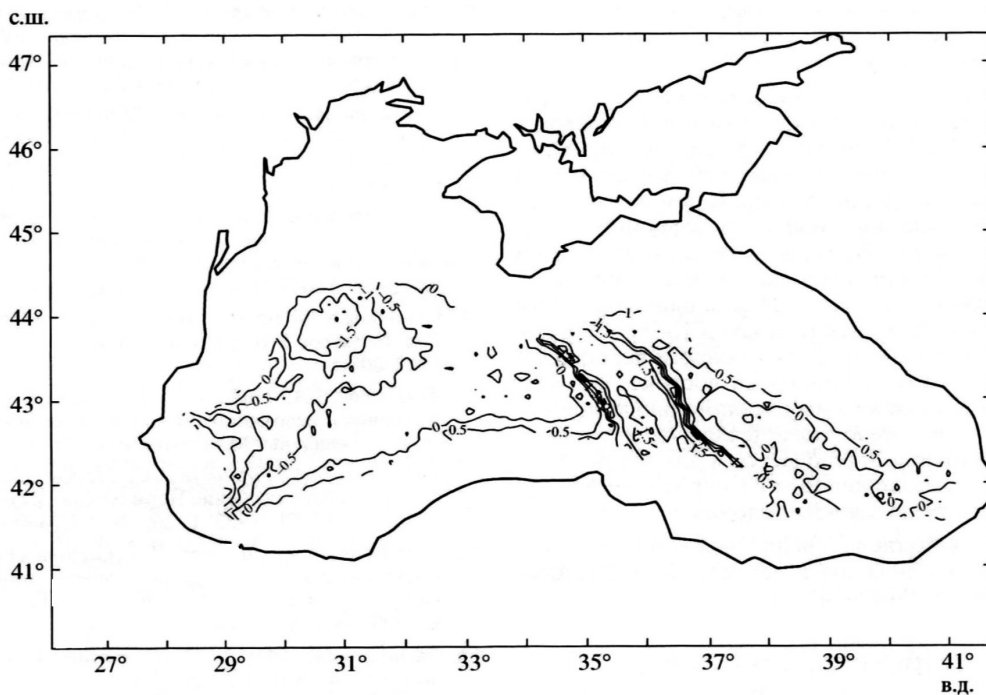


Рис. 1.2.34. Гипотетический рельеф поверхности кайнозойских осадков, приведенных к плотности $1,85 \text{ г/см}^3$ (положительные величины соответствуют глубинам ниже, а отрицательные выше уровня моря, в км ([Шрейдер, 2011], модифицировано).

что являются электронными картами. Построены первые карты верхнего предела мощностей осадков (ВПМО), приведенных к плотности $1,85 \text{ г/см}^3$ наиболее поверхностного слоя четвертичных осадков. Они также являются цифровыми электронными картами. Получены первые (также цифровые электронные) карты распределения нижнего и верхнего предела скоростей осадконакопления на изучаемой акватории.

Суммирование цифровых данных о мощностях осадочных слоев и глубинах моря позволило составить новые карты разделов разновозрастных осадков, включая карту подошвы кайнозойских осадков. Согласно им, на протяжении кайнозоя глубоководные впадины являлись областями осадконакопления, при этом валы Андрусова и Архангельского, разделяющие впадины на меридиане Крыма в палеоцен-эоценовое время, представляли собою области денудации.

Центральная часть Восточной впадины и три депрессии в Западной котловине выделяются нами как главные депоцентры. Положение первого депоцентра соответствует центральной части Восточной котловины. Координаты центральной части второго депоцентра – $43,1^\circ$ с.ш., $34,1^\circ$ в.д. Координаты центральной части третьего депоцентра – $43,7^\circ$ с.ш., $31,2^\circ$ в.д., а четвертого депоцентра – $42,5^\circ$ с.ш., $29,3^\circ$ в.д.

Наряду с электронной картой подошвы кайнозойских отложений нами построена компилятивная карта такой поверхности, дополняющая нашу карту всеми доступными картографическими материалами на бумажных носителях для периферических зон Черного моря, относящихся, как правило, к районам национальной юрисдикции различных государств. Вновь построенная нами карта подошвы кайнозойских осадков Черного моря существенно обновляет ранее известную аналогичную карту группы А.Д. Туголесова и является ее дальнейшим развитием.

Наибольшие скорости отложения осадков за кайнозой – $20 \{25\}$ см/тыс. лет, наблюдались в области четвертого депоцентра. В нем же отложились и максимальные мощности осадочного чехла – $13 \{16\}$ км. Близкая картина отмечается и для третьего депоцентра, в то время как наименьшие скорости (исключая валы) отложения кайнозойских осадков ($16 \{21\}$ см/тыс лет) наблюдались в области первого депоцентра. В нем же отмечены и минимальные мощности отложений осадочного чехла – $11 \{13\}$ км. Сходная картина наблюдается и для второго депоцентра.

Сравнение с результатами детального изучения параметров седиментации в таких районах как море Скотия, море Уэдделла [Maldonado et al., 2006; Шрейдер и др., 2017, 2018], показывает, что скорости продольных сейсмических волн в приповерхностных осадках составляют около 2 км/с , что близко к скоростным характеристикам таковых осадков, отложенных в черноморской котловине (см. табл. 1.2.1) в четвертичное–позднемиocen–плиоценовое время. При этом скорости седиментации как в море Скотия, так и в море Уэдделла близки к 3 см/год , что в ряде случаев вполнину меньше, чем в Черноморской котловине.

Значительные мощности поздних олигоцен-миоценовых отложений в котловине, возможно, соотносятся с градиентом роста и денудации сопряженных береговых горных сооружений. В целом, кайнозойская седиментация в Черном море более интенсивна, чем в таких морях южного полушария, как море Скотия, Уэдделла, Она на порядок превосходит таковую в открытом океане, но в 3–7 раз менее интенсивна, чем в областях океанских продолжений дельт таких рек, как Инд, Ганг, Брахмапутра [Шрейдер, 2011; Шрейдер и др., 2017, 2018].