

## Глава 2

# ГИДРОХИМИЯ ЧЕРНОГО МОРЯ

### 2.1. Пространственно-временные характеристики гидрохимической структуры вод глубоководной части Черного моря

*С.К. Коновалов, А.В. Видничук, Н.А. Орехова*

Научный этап исследований гидрохимических характеристик вод Черного моря начался в 1890 году научным отчетом [Андрусов, 1890] об участии в черноморской глубоководной экспедиции. Именно в этой работе приводятся первые количественные данные о вертикальном распределении и содержании сероводорода в глубинных водах моря. К настоящему времени общее количество опубликованных научных работ по Черному морю достигает нескольких тысяч [Еремеев и др., 1994].

Весь период исследований можно условно разделить на несколько этапов. Монография [Скопинцев, 1975] подвела итог этапу начального накопления знаний и данных по гидрохимии черноморского бассейна. Анализ взаимосвязей физических и биогеохимических процессов был ограничен их качественными парными оценками (сероводород и хлорность, сероводород и окислительно-восстановительный потенциал и т.п.). Пространственная и временная изменчивость вертикальной гидрохимической структуры рассматривались как совокупный результат взаимодействия поверхностных аэробных и глубинных анаэробных вод в результате вертикальной циркуляции (перемешивания), а также комплекса процессов с участием органического вещества.

Период 1970-х и 1980-х годов характеризовался значительным ростом интенсивности гидрохимических исследований Черного моря, повышением точности используемых и внедрением новых аналитических методов, расширением разнообразия и повышением точности собираемой информации. На этом этапе был получен обширный набор результатов гидрохимических исследований на всей аква-

тории Черного моря в различные сезоны года и оценки широкого спектра ранее не доступных для измерения параметров. Основной принципиальной особенностью данного этапа исследований является переход к количественным оценкам скоростей процессов (продукции и окисления сероводорода, продукции и потребления органического углерода и т.д.). Однако по-прежнему рассматривались индивидуальные процессы, что достаточно часто приводило к противоречиям и несогласованности бюджетов взаимосвязанных процессов и элементов, прежде всего кислорода и серы. Обобщающие монографии [Сорокин, 1982; Рябинин, Кравец, 1990; Безбородов, Еремеев, 1993] в значительной степени отражают основное содержание и итоги данного этапа гидрохимических исследований Черного моря.

В конце 1980-х годов наметилась отчетливая тенденция активного использования гидрофизических характеристик среды при изучении формирования и особенностей динамики гидрохимической структуры вод Черного моря [Виноградов, Налбандов, 1990; Безбородов, 1990; Saydam et al., 1993]. При этом авторы пытались обнаружить «магическую» зависимость гидрохимической структуры от физических характеристик (плотности, солёности, температуры, а также градиентов этих характеристик), упуская из вида, что распределение веществ зависит от комбинации физических потоков и баланса продукции и потребления. Решение вопроса о формировании и пространственно-временных изменениях гидрохимической структуры вод Черного моря возможно на основе использования численных моделей, при условии, что модели не нарушают общий бюджет элементов и верно описывают физические процессы. Однако в этот период получили распространение численные диагностические модели, описывающие гидрохимическую структуру [Станев, 1987; Oguz et al., 1999; Yakushev, Neretin, 1997]. Как правило, эти модели включают набор параметризаций в биолого-геохимическом блоке, которые не связаны бюджетом элементов, а регулируются подбором формальных коэффициентов, добавлением эффективных источников и стоков, искусственных функций управления. По этой причине такие модели с успехом могут быть адаптированы для описания наблюдаемых особенностей гидрохимической структуры, однако они не позволяют исследовать бюджет и возможные изменения в гидрохимической структуре в результате внешних воздействий.

К концу 1980-х годов сформировались условия для перехода к современному этапу гидрохимических исследований Черного моря. Отличительной чертой анализа результатов наблюдений и создаваемых численных моделей является использование экосистемного подхода, учитывающего совместное влияние физических и взаимосвязанных биогеохимических процессов на гидрохимическую структуру и бюджет элементов. В настоящей работе представлен анализ современных представлений об основных пространственно-временных характеристиках гидрохимической структуры Черного моря.

Черное море представляет собой типичную двухслойную структуру (рис. 2.1.1a) с водами пониженной солёности в верхнем слое и водами повышенной

солености в нижнем слое. Их разделяет слой вод основного пикноклина, наличие и характеристики которого определяются в первую очередь изменением солености. Термохалинные характеристики верхнего слоя определяются влиянием речного стока и сезонных колебаний температуры, обменных горизонтальных и

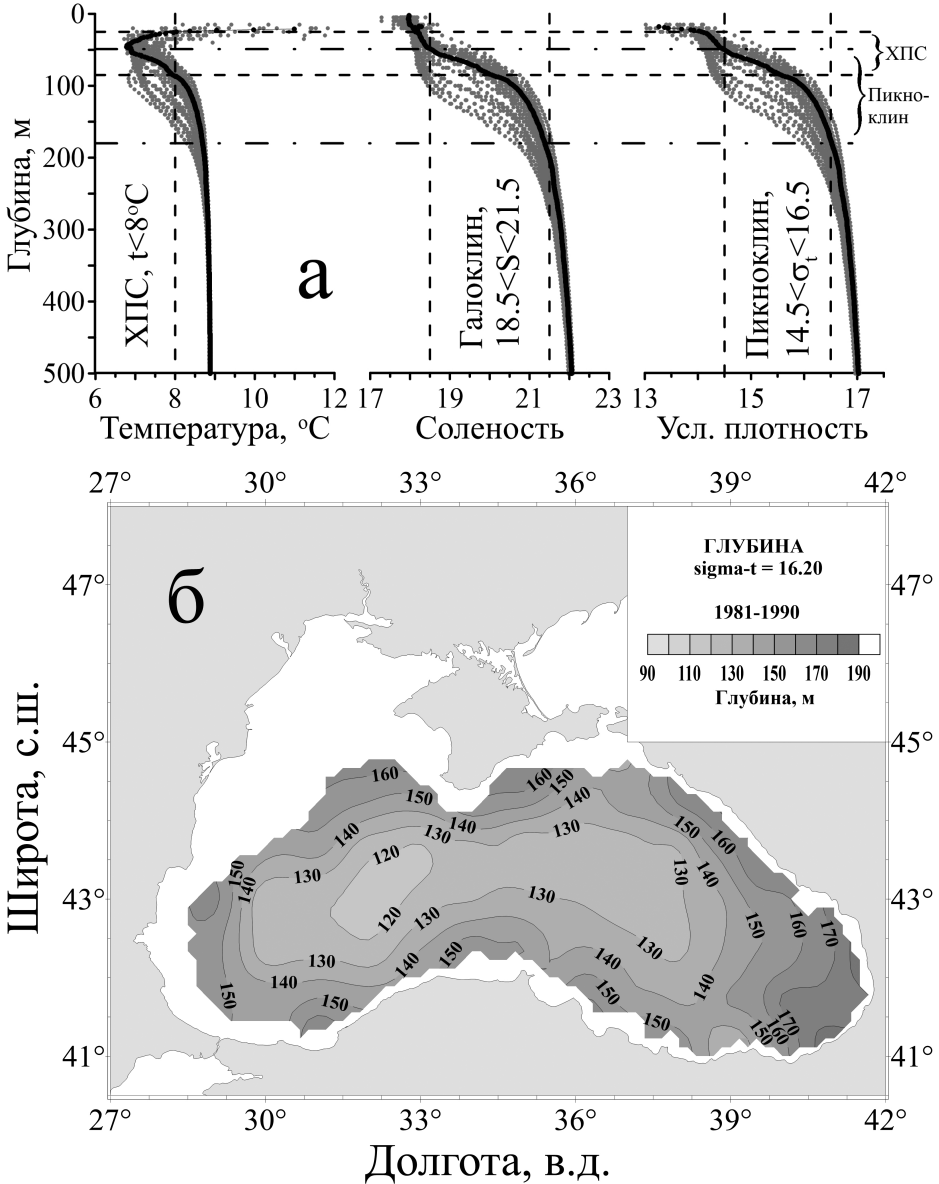
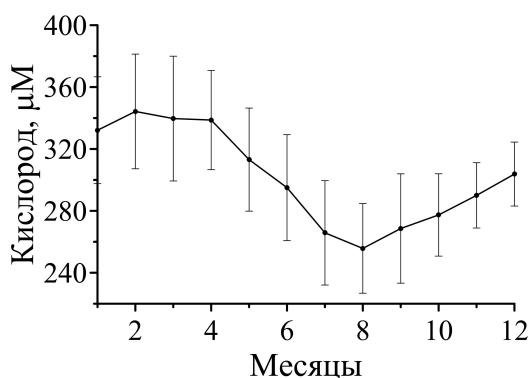


Рис. 2.1.1. Вертикальное распределение температуры, солености, условной плотности (а) и средняя за 1981–1990 гг. глубина залегания изопикнической поверхности  $\sigma_t = 16.20$  (б).

вертикальных процессов в воде и потоков на поверхности моря. Термохалинные характеристики нижнего слоя определяются, прежде всего, влиянием поступающих с южночерноморским течением мраморноморских вод, а также процессов вертикального обмена.

Пространственно-временные особенности распределения гидрохимической структуры поверхностного слоя вод Черного моря, как и всех других регионов Мирового океана, определяются обменом на границах с берегом, атмосферой и донными отложениями, физическими процессами переноса, биолого-химическими и геохимическими процессами продукции и трансформации органического вещества (ОВ). Так, в работе [Varenik et al., 2016], а также в разделе 4.2 показано, что основными источниками поступления биогенных элементов являются береговой сток, атмосферные выпадения, окисление органического вещества в подповерхностных водах и поверхностных донных отложениях. Как результат берегового стока в прибрежных районах моря, в первую очередь на северо-западном шельфе и в районах западного и крымского побережья, формируются зоны повышенного содержания соединений азота, фосфора и кремния. Это определяет высокую интенсивность первично продукционных процессов, продукцию кислорода и органического вещества в поверхностном слое вод, активное потребление кислорода для окисления оседающего органического вещества в придонном слое вод и на поверхности донных отложений, возникновение прибрежных зон дефицита кислорода [Орехова и др., 2013], придонных вод с высоким содержанием биогенных элементов и неорганического углерода. К аналогичным результатам в глубоководной части моря приводит поступление неорганических форм биогенных элементов с атмосферными выпадениями, однако это явление наблюдается на синоптическом пространственно-временном масштабе [Varenik et al., 2015]. В целом для поверхностных вод моря характерен сезонный ход содержания кислорода с максимумом в зимний период и минимумом в летний период (рис. 2.1.2), что определяется преимущественно зависимостью растворимости кислорода от температуры. При этом степень насыщения вод кислородом остается близкой к 100% в течение всего года.

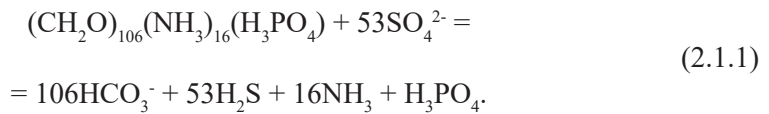


**Рис. 2.1.2** Внутригодовой ход содержания кислорода в поверхностном слое вод Черного моря.



Основной пикноклин является постоянным элементом гидрологической структуры вод моря (см. рис. 2.1.1а). Характеристики его вертикальной структуры изменяются слабо на межгодовом и многолетнем масштабе и определяются интенсивностью обменных процессов, а также соотношением составляющих бюджета пресных вод в верхнем слое и интенсивностью и характером поступления мраморноморских вод в нижний слой. Процессы горизонтальной циркуляции вод с характерной системой циклонических круговоротов в центре и антициклонических круговоротов на периферии глубоководной части моря влияют на глубину залегания (см. рис. 2.1.1б) и характеристики стратификации вод (см. рис. 2.1.1а) основного пикноклина. При этом наблюдаются сезонные, межгодовые и многолетние колебания характеристик основного пикноклина и всей термохалинной структуры вод моря.

Основной пикноклин является естественной границей вертикального конвективного перемешивания. Это определяет причину существования и характеристики холодного промежуточного слоя (ХПС), т.е. слоя, высокие концентрации и запас кислорода в котором поддерживаются в результате зимнего конвективного перемешивания (см. рис. 2.1.1а). Кроме того, основной пикноклин из-за высоких градиентов плотности существенно ограничивает интенсивность вертикального турбулентного обмена, а значит и потока кислорода в более глубокие слои вод. В то же время, наличие пикноклина сказывается в меньшей степени на скорости оседания, а значит и потоке взвешенного органического вещества. Как результат – кислород исчезает на той глубине, где его потребление в различных окислительно-восстановительных процессах превышает поступление. Окисление оседающего органического вещества за счет кислорода сульфатов морской воды приводит к выделению сероводорода (уравнение 2.1.1) и его накоплению в анаэробном слое вод моря.



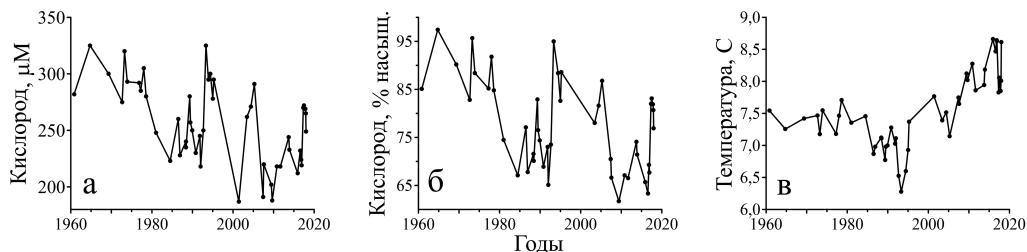
Учитывая, что кислород является сильным окислителем, а сероводород – сильным восстановителем, их наличие, соответственно, в верхнем и нижнем слоях вод определяет изменение окислительно-восстановительного потенциала от  $\sim +400$  до  $\sim -200$  мВ [Скопинцев, 1975]. Этот диапазон изменений окислительно-восстановительного потенциала определяет существование спектра окисленных и восстановленных форм различных элементов: углерода, азота, серы, марганца, железа, а также ряда других элементов. Их вертикальное распределение зависит в значительной степени от окислительно-восстановительного потенциала, определяемого в первую очередь распределением кислорода и сероводорода, которые, в свою очередь, существенно зависят от глубины залегания и характеристик ос-

новного пикноклина, регулирующего их вертикальные потоки. Это приводит к тому, что вертикальное распределение индивидуальных биогеохимических характеристик, хотя и подобно в различных районах моря, наблюдается на различных глубинах и имеет различный масштаб (фиг. 2.1.1а, вклейка).

Начиная с работ [Виноградов, Налбандов, 1990; Codispoti et al., 1991], вертикальное распределение гидрохимических параметров стали анализировать преимущественно с привязкой к шкале условной плотности [Еремеев и др., 1997; Kononov et al., 1997; Kononov, Murray, 2001]. Распределение этих параметров относительно условной плотности (фиг. 2.1.1б, вклейка) характеризуется одинаковым вертикальным масштабом, т.е. основные особенности вертикального распределения гидрохимических характеристик проявляются при прочих равных условиях в достаточно узких интервалах изменения условной плотности. Необходимо отметить, что использование шкалы условной плотности позволяет нивелировать влияние физических процессов лишь на потоки различных растворенных веществ, но не их продукции и потребления. Поэтому использование шкалы условной плотности позволяет сравнивать распределения, полученные в разных районах и в различное время, получать количественные оценки изменений, изучать процессы, определяющие эволюцию биогеохимической структуры вод Черного моря [Еремеев, Коновалов, 2006; Kononov, Murray, 2001; Kononov et al., 2005].

Холодный промежуточный слой (см. рис. 2.1.1а) является наиболее заглубленной частью вод Черного моря, которая обновляется в результате конвективного перемешивания в зимний период. Обновление ХПС в разные годы происходит с различной интенсивностью, а средняя продолжительность полного обновления составляет 5 лет [Lee et al., 2002]. Содержание кислорода в ХПС, как и в других слоях вод ниже зоны фотосинтеза, определяется соотношением интенсивности биогеохимического потребления кислорода и физических обменных процессов.

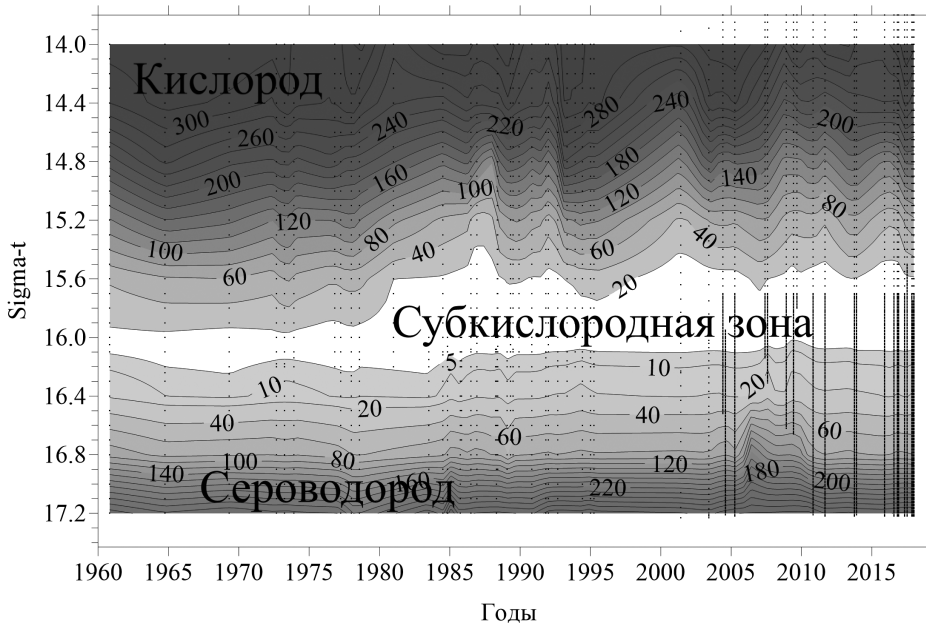
До начала интенсивной эвтрофикации Черного моря в 1970-е годы степень насыщенности ядра ХПС кислородом приближалась к 100-процентному уровню в период холодных зим (рис. 2.1.3). В последующий период не только концентрация кислорода в ядре ХПС (см. рис. 2.1.3а), но и степень насыщенности этих вод кислородом снижалась от 95–100% в начале 1970-х годов до 65–70% во второй по-



**Рис. 2.1.3.** Изменения концентрации (а) и степени насыщения (б) вод кислородом и температуры (в) на глубине залегания условной плотности 14.5.

ловине 1980-х (рис. 2.1.3б). При этом не только не повышалась, но снижалась температура в ядре ХПС (рис. 2.1.3в), что указывает на более интенсивное вентилирование вод ХПС, а значит и больший поток кислорода в этот слой вод. И только особенно холодные зимы первой половины 1990-х годов привели к увеличению степени насыщенности вод ХПС до 85–90%. Однако дальнейшие колебания в интенсивности вентилирования ХПС проявлялись в синхронных резких колебаниях содержания и степени насыщения вод кислородом (см. рис. 2.1.3), что указывает на высокую чувствительность экосистемы к внешним воздействиям.

Глубже ядра ХПС располагается оксиклин, где концентрация кислорода уменьшается от  $\sim 250\text{--}350$  до  $\sim 10\text{--}20$   $\mu\text{M}$ . В работе [Безбородов, Еремеев, 1993] нижняя граница оксиклина определена как глубина, на которой наблюдается резкое изменение величины вертикального градиента концентрации кислорода. Толщина слоя оксиклина существенным образом зависит от стратификации вод и изменяется по площади моря, увеличиваясь от центральных районов моря (областей циклонических круговоротов) к периферийным. Соответственно, изменяются и величины вертикальных градиентов концентрации кислорода, достигая экстремально высоких величин ( $40\text{--}50$   $\mu\text{M}\cdot\text{л}^{-1}\cdot\text{м}^{-1}$ ) в центральных областях циклонических круговоротов. Нижней границе оксиклина соответствует величина условной плотности  $15,2\text{--}16,0$  (рис. 2.1.4), которая подвержена пространственно-временным изменениям.

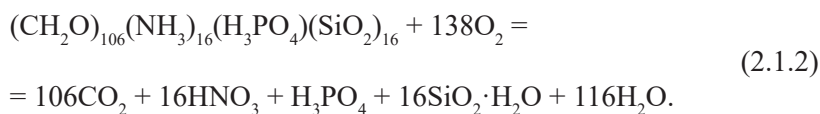


**Рис. 2.1.4.** Эволюция распределения кислорода и сероводорода относительно условной плотности.

Из представленных на рис. 2.1.4 данных видно, что кислород распространялся до горизонтов залегания наибольших значений условной плотности в период, предшествующий середине 1970-х годов. После этого, до второй половины 1980-х годов, наблюдалось постоянное и существенное уменьшение содержания кислорода в оксиклине, как это было выше показано для слоя ХПС (см. рис. 2.1.3). После этого экосистема перешла в неустойчивое состояние, характеризующееся существенными межгодовыми изменениями биогеохимических [Konovalov, Murray, 2001] и биологических [Yunев et al., 2002] характеристик.

Содержание кислорода в слое оксиклина зависит от соотношения потока кислорода из ХПС и расхода кислорода на окисление органического вещества. Данные для периода до середины 1970-х и с середины 1980-х до начала 2000-х годов (фиг. 2.1.2, вклейка) подтверждают зависимость, близкую к линейной, между температурой и концентрацией кислорода в слое оксиклина и пикноклина: более низким температурам как индикатору вентиляции вод в зимний период соответствуют более высокие концентрации кислорода. Однако эти два периода существенно различны, поскольку при одинаковых значениях температуры, т.е. одинаковой интенсивности вентиляции, концентрация кислорода в период после середины 1980-х годов на 100–110  $\mu\text{M}$  меньше, чем до середины 1970-х годов.

Резкое уменьшение содержания кислорода в слое пикноклина во второй половине 1970-х и первой половине 1980-х годов указывает на более интенсивное его потребление, поскольку величины температуры в ХПС (см. рис. 2.1.3) и в слое пикноклина (см. фиг. 2.1.2) предполагают более интенсивную вентиляцию вод и приток кислорода. Уменьшение содержания кислорода сопровождалось увеличением концентраций неорганических форм биогенных элементов (фиг. 2.1.3, вклейка), которые являются продуктами окисления органического вещества (см. уравнение 2.1.2). Причем в работах [Коновалов, 2001; Konovalov, Murray, 2001] показано, что изменения в распределении кислорода и неорганических биогенных элементов соответствуют стехиометрии этого процесса в период интенсивной эвтрофикации, тогда в период уменьшения трофности вод моря потребление кислорода превышает эквивалентную продукцию нитратов. Содержание кислорода (см. фиг. 2.1.2) и нитратов (см. фиг. 2.1.3) указывает на то, что состояние экосистемы Черного моря постепенно улучшается: увеличивается содержание кислорода и уменьшается содержание нитратов. Однако наблюдаемое увеличение содержания кислорода существенно меньше ожидаемого. В то время как максимальная концентрация нитратов ( $\sim 3 \mu\text{M}$ ) приближается к величинам, наблюдавшимся в доэвтрофикационный период ( $\sim 2 \mu\text{M}$ ), концентрация кислорода остается на 50–60  $\mu\text{M}$  меньше ожидаемой.



Глубже оксиклина расположен слой малых значений и низких величин вертикального градиента концентрации кислорода, где его содержание составляет менее 10  $\mu\text{M}$  и, как правило, варьирует в диапазоне 3–5  $\mu\text{M}$ . Этот слой вод был назван «субкислородным» [Murray, 1989]. Он ограничен снизу горизонтом появления сероводорода. Причем концентрация кислорода на глубине появления сероводорода всегда меньше нижнего предела определения кислорода стандартными методами и по современным представлениям не превышает 0,001  $\mu\text{M}$ .

Природа и эволюция субкислородного слоя анализировалась в работе [Коновалов, 2001]. Совместный анализ данных о многолетней изменчивости биогеохимической структуры вод основного пикноклина и анаэробной зоны Черного моря позволил показать, что:

а) взаимодействие кислорода и сероводорода не является основным процессом, определяющим структуру и эволюцию субкислородной зоны Черного моря;

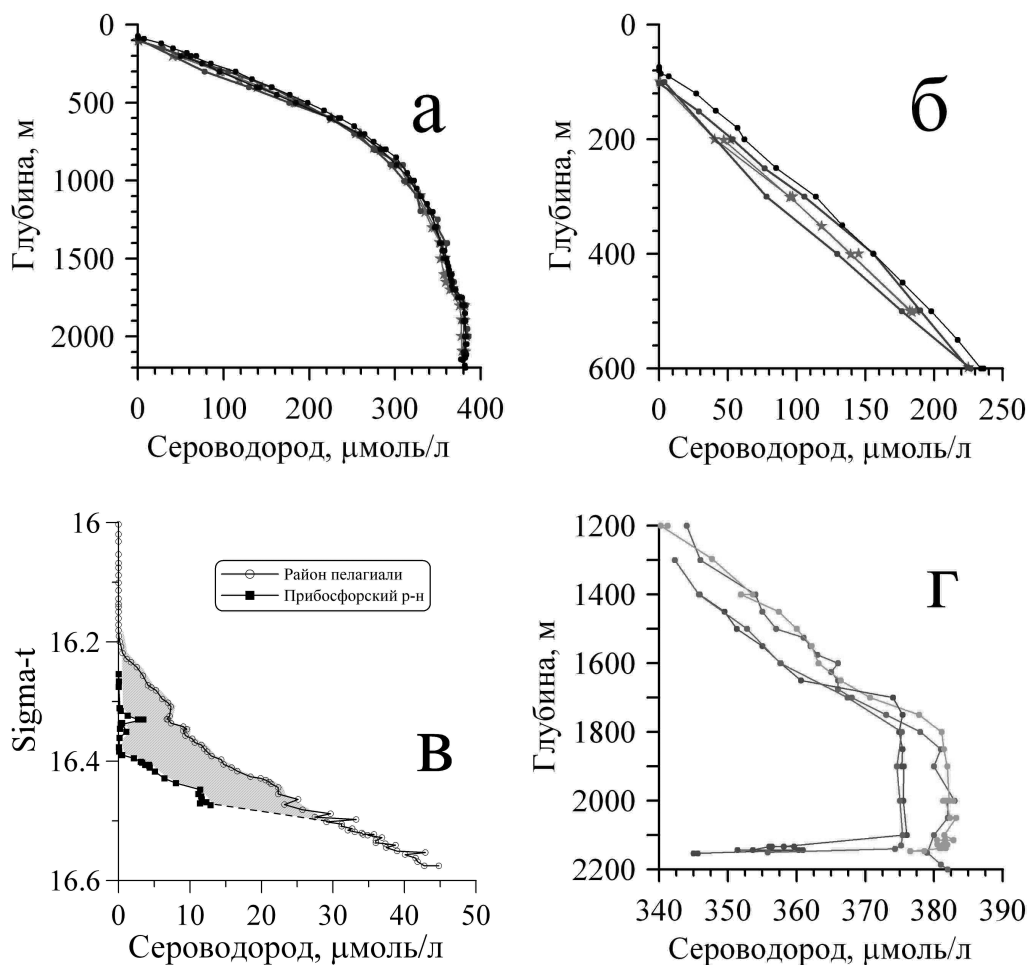
б) субкислородная зона Черного моря является результатом особенностей формирования вертикального и горизонтального потоков кислорода, с одной стороны, и вертикальных потоков взвешенного органического вещества и сероводорода – с другой стороны;

в) положение верхней границы субкислородной зоны отражает равновесное состояние вертикального потока кислорода и его потребления на окисление потока взвешенного органического вещества, положение нижней границы определяется в основном соотношением потока сероводорода и потока кислорода с интрузиями трансформированных мраморноморских вод (Босфорская смесь);

г) поток кислорода с водами Босфорской смеси определяет не только динамику нижней границы субкислородной зоны и само ее существование, но и окисление внутри анаэробной зоны до 80% продуцируемого в Черном море сероводорода.

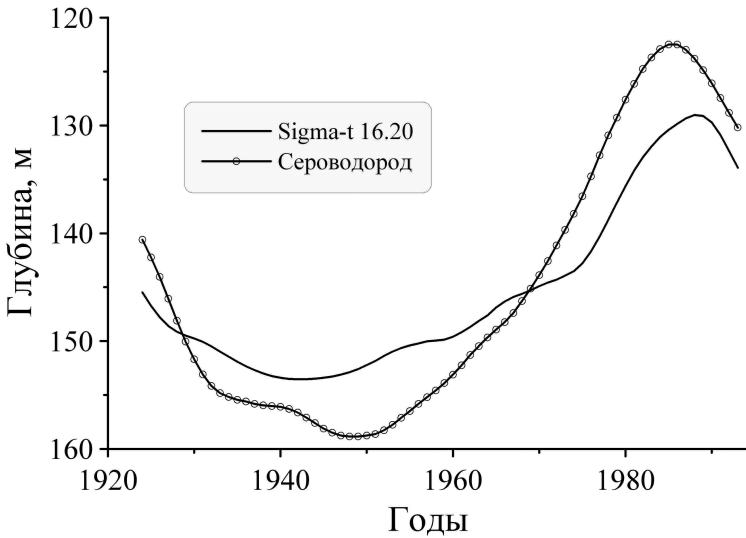
Глубина появления сероводорода изменяется по акватории глубоководной части Черного моря от 80–110 м в центре до 160–250 м на периферии. Вертикальное распределение сероводорода (рис. 2.1.5) в анаэробной зоне моря характеризуется наличием линейного участка до глубин 500–800 м, многократным уменьшением вертикального градиента концентрации в слое 800–1200 м, слабым увеличением концентрации сероводорода с глубиной в слое 1200–1700 м, скачком концентрации на верхней границе и относительно однородным распределением сероводорода внутри придонного слоя [Неретин, Волков, 1995].

В 1980-х годах возникла научная дискуссия о возможности подъема границы анаэробных вод [Фащук, Айзатулин, 1986; Брянцев и др., 1988; Murray, 1989]. Причем эти изменения связывались исключительно с антропогенным влиянием. В работе [Безбородов, Еремеев, 1993] было показано, что пространственно-временная изменчивость положения границы анаэробных вод определяется в первую очередь синоптическими и сезонными вариациями гидрологической структуры вод моря. Совместный анализ средней глубины залегания границы сероводородной зоны и параметров вертикальной стратификации вод Черного моря за весь



**Рис. 2.1.5.** Типичное (а, б) и anomальное (в, г) вертикальное распределение сероводорода в водах Черного моря.

период наблюдений [Konovalov et al., 1999a, b] позволил показать наличие квазипериодических синхронных изменений в гидрохимической и гидрологической структуре вод моря (рис. 2.1.6). Глубине появления сероводорода в водах Черного моря в среднем соответствует величина условной плотности 16,18. Близкие величины условной плотности приведены в работах [Виноградов, Налбандов, 1990; Neretin et al., 2001 и др.], что подтверждало сделанные ранее [Скопинцев, 1975] предположения об установившемся динамическом равновесии между образованием и убылью сероводорода.



**Рис. 2.1.6.** Средняя по морю глубина залегания границы анаэробной зоны ( $3 \mu\text{M}$  сероводорода) и изопикнической поверхности  $\sigma_t=16.20$ .

Вместе с тем, анализ данных на рис. 2.1.6 показывает наличие изменений в положении границы появления сероводорода не только по глубине, но и относительно условной плотности. Так, в 1930–1960-е годы условная плотность на глубине появления сероводорода была больше 16,20, а в 1970–1990-е годы – меньше 16,20. В настоящее время сероводород достаточно часто обнаруживается на глубине залегания изопикнической поверхности 16,05–16,10, а вблизи северо-западного шельфа – на горизонтах с условной плотностью 15,95–16,00. Эти изменения положения границы анаэробных вод доказывают неконсервативный характер биогеохимической структуры вод моря и отсутствие установившегося динамического равновесия между ежегодным образованием сероводорода и его ежегодной убылью.

Экспедиционные исследования последних лет [Kononov et al., 2003, 2007] позволили обнаружить не только эволюцию положения границы распространения сероводорода относительно условной плотности, но и значительные аномалии вертикального распределения сероводорода в толще воды, которые связаны как с наличием источников, так и с его интенсивным локальным потреблением в анаэробной зоне моря (см. рис. 2.1.5в) и донных отложениях (см. рис. 2.1.5г).

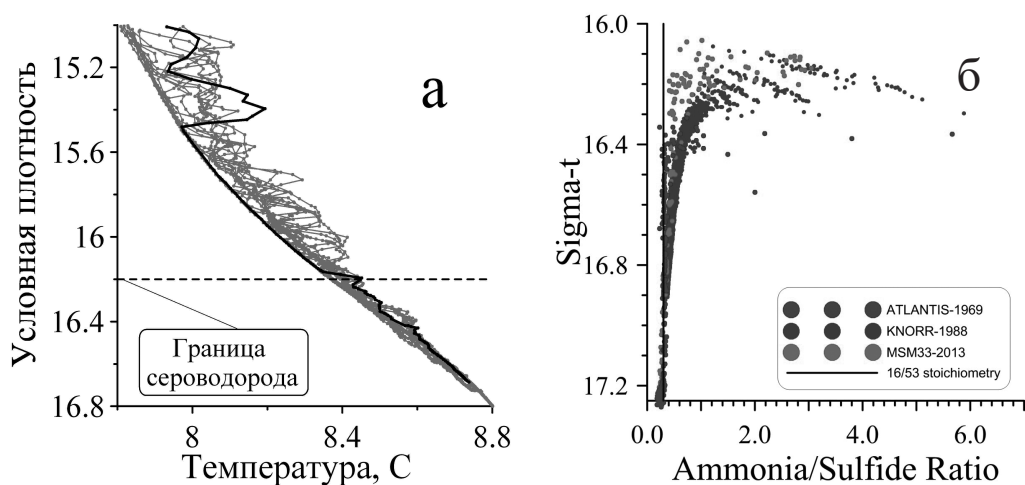
Потребление сероводорода в анаэробной зоне связано, прежде всего, с процессами, обеспечивающими существование субкислородной зоны [Кононов, 2001]. Поступление мраморноморских вод в Черное море с нижнебосфорским течением приводит к вовлечению богатых кислородом вод ХПС и образованию



смеси, стекание которой по склону шельфа приводит к формированию интрузий и потоку кислорода в субкислородную и анаэробную зону моря. Соответствующие оценки показывают, что влияние этого потока кислорода, как и само проявление интрузий трансформированных мраморноморских вод, в значительной степени ограничены глубиной 500–700 м [Ozsoy et al., 1995; Konovalov et al., 2003]. Экспериментальные данные демонстрируют характерное снижение интенсивности интрузий с глубиной (рис. 2.1.7а) и дефицит сероводорода, по сравнению с аммонием в верхней части анаэробной зоны (см. рис. 2.1.5в; рис. 2.1.7б).

Поскольку аммоний в присутствии сероводорода практически не окисляется, отношение концентраций аммония и сероводорода должно оставаться постоянным при отсутствии сколько-нибудь значимого по интенсивности биогеохимического процесса с участием одного из этих продуктов окисления органического вещества в анаэробных условиях (см. уравнение 2.1.1), либо относительное содержание аммония должно увеличиваться при потреблении сероводорода. Наблюдаемые изменения данного отношения (см. рис. 2.1.7б) указывают на прогрессирующее уменьшение относительного содержания сероводорода при переходе от больших глубин к границе анаэробной зоны. При этом направленность изменения и количественные оценки дефицита сероводорода соответствуют стехиометрии окисления сероводорода кислородом, поступающим с интрузиями трансформированных мраморноморских вод [Konovalov et al., 2003; Konovalov, Murray, 2001].

Влияние геохимических процессов на содержание сероводорода в придонном слое вод анаэробной зоны Черного моря рассматривалось подробно в работе [Konovalov et al., 2007]. Перемещение донных осадков по материковому склону



**Рис. 2.1.7.** Аномалии температуры, величина которых пропорциональна объему интрузий Босфорской смеси (а), и изменение отношения концентраций аммония и сероводорода (б).

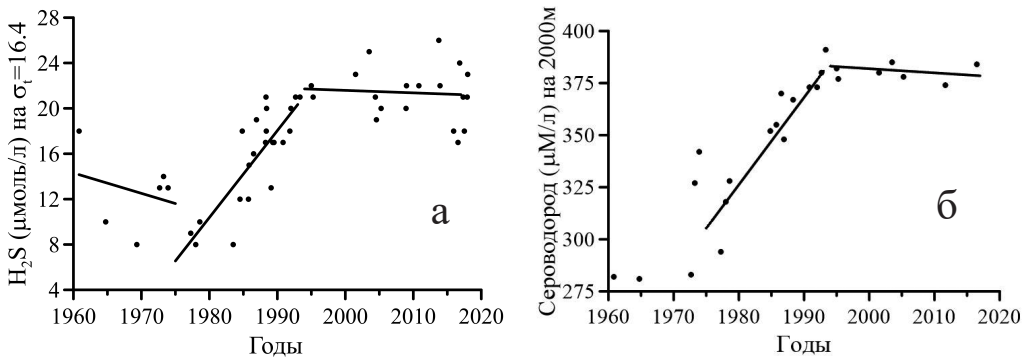


из аэробной и субкислородной в анаэробную зону моря приводит к окислению сероводорода и уменьшению его концентраций (см. рис. 2.1.5г).

Обобщением представленных данных и доказательством отсутствия установившегося динамического равновесия между ежегодным образованием сероводорода и его ежегодной убылью является выявленное в работах [Kononov et al., 1999a, b] наличие трендов концентраций сероводорода во всех слоях анаэробной зоны (рис. 2.1.8). Причем тренды изменяются при переходе от верхних к более глубоким слоям анаэробной зоны и указывают на наличие трех различных периодов в новейшей истории Черного моря.

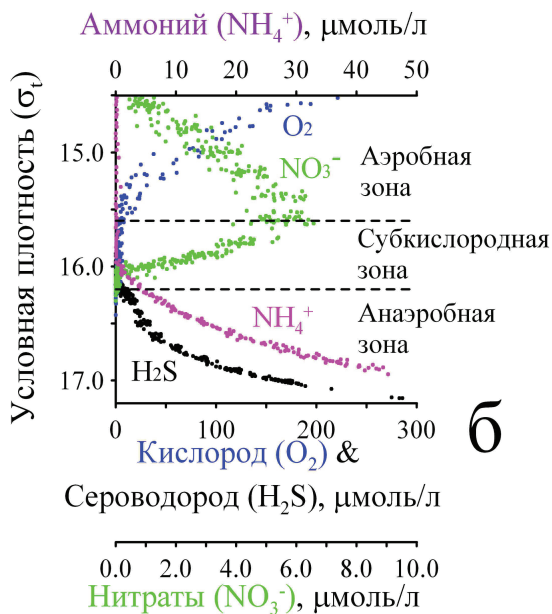
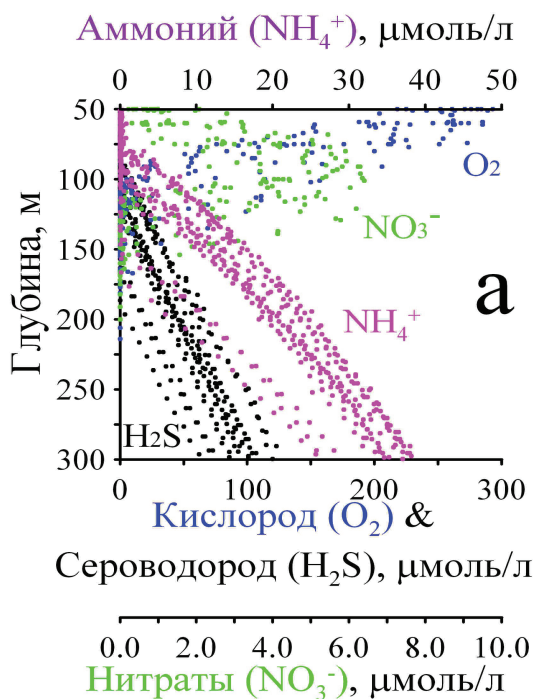
До начала 1970-х годов концентрация сероводорода оставалась постоянной в нижних слоях и убывала в верхних слоях анаэробной зоны. С началом 1970-х и до середины 1990-х годов концентрация сероводорода увеличивалась как в верхних, так и в нижних слоях анаэробной зоны. После середины 1990-х годов концентрация сероводорода перестала увеличиваться или даже стала слабо снижаться в нижних слоях, но продолжала увеличиваться в верхних слоях анаэробной зоны. Из этого следует несколько важных выводов. Во-первых, динамическое равновесие между ежегодным образованием сероводорода и его ежегодной убылью как результат длительной эволюции гидрохимической структуры вод Черного моря не подтверждается данными наблюдений. Во-вторых, вертикальное распределение сероводорода во всей толще анаэробных вод может увеличиваться достаточно быстро – в течение нескольких десятилетий. В-третьих, скорость и характер эволюции распределения сероводорода может количественно и качественно изменяться при переходе от верхней к средней и нижней частям анаэробной зоны Черного моря.

Степенной характер изменения по вертикали потока кислорода с интрузиями приводит к тому, что, согласно расчетам, лишь многократное увеличение вертикального потока сероводорода способно вызвать значимые изменения в положении границы анаэробной зоны, а это, в свою очередь, возможно лишь при много-

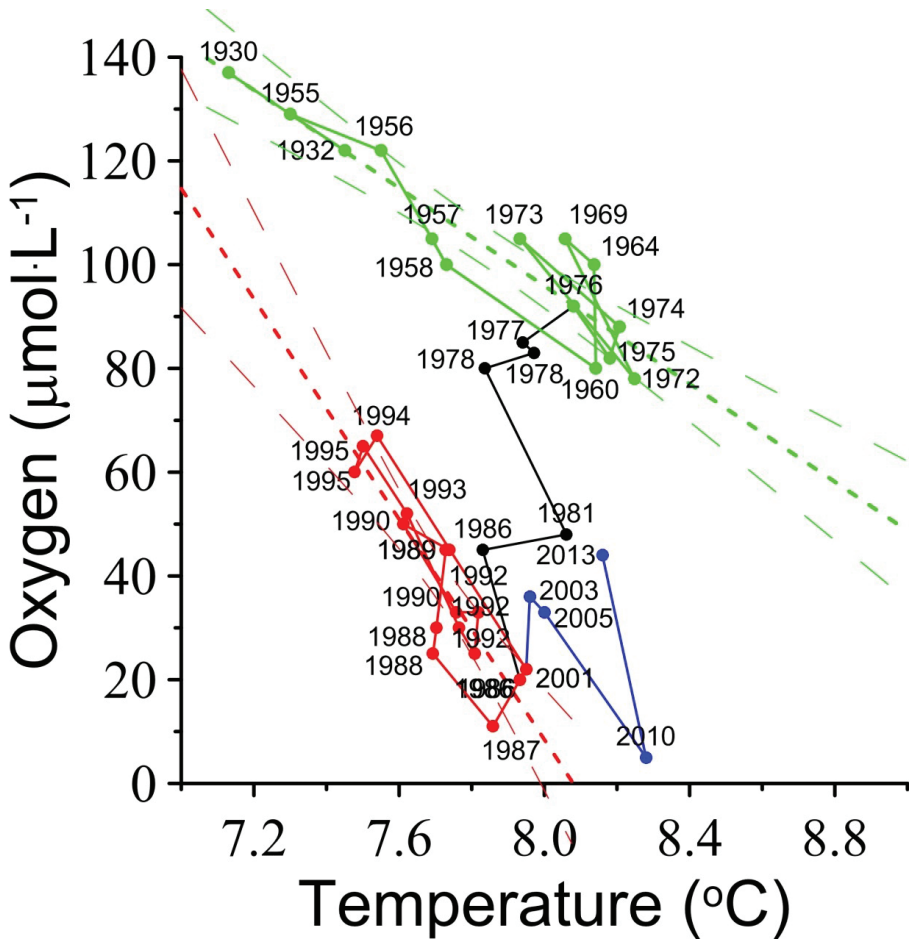


**Рис. 2.1.8.** Эволюция величин концентрации сероводорода в верхней (а) и нижней (б) части анаэробной зоны.

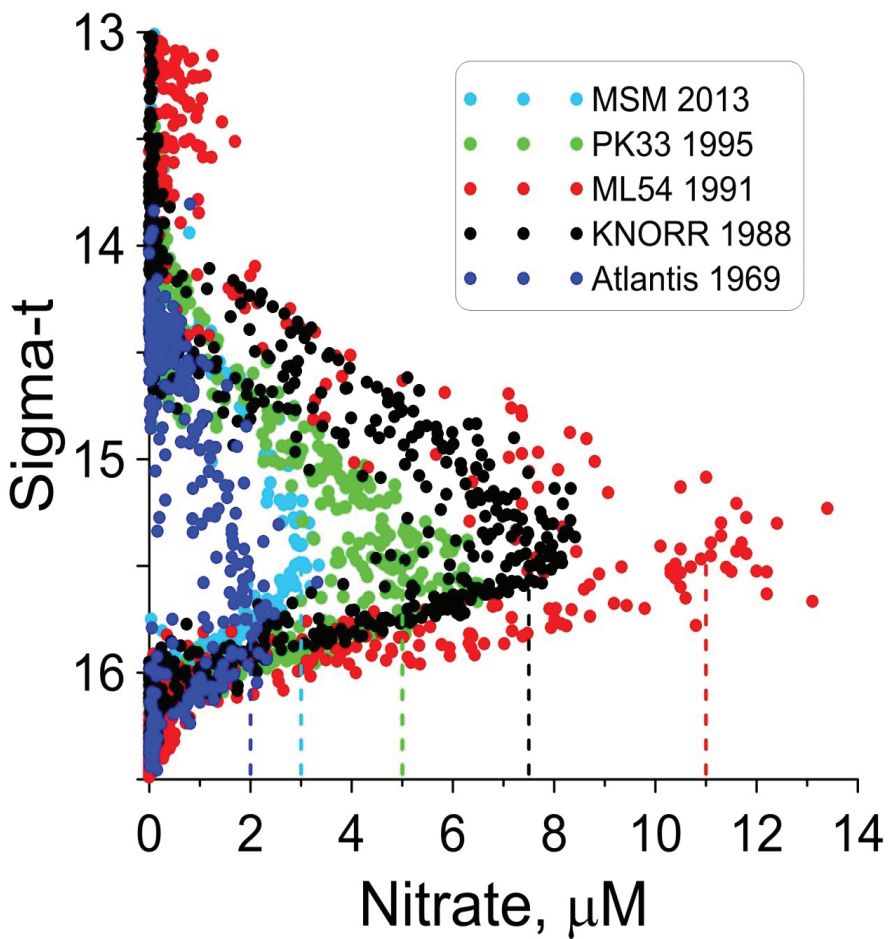
кратном возрастании всего запаса сероводорода в Черном море. Учитывая малые скорости роста его концентраций (см. рис. 2.1.8), при сохранении современных тенденций эволюции состояния Большой черноморской экосистемы следует ожидать медленных многолетних изменений в положении границы анаэробных вод относительно условной плотности, что подтверждается результатами наблюдений (см. рис. 2.1.4). Однако следует учесть, что и обратный процесс снижения концентраций и потока сероводорода тоже будет протекать медленно.



**Фиг. 2.1.1.** Вертикальное распределение кислорода, нитратов, аммония, сероводорода относительно глубины (а) и условной плотности (б).



**Фиг. 2.1.2.** ТО-диаграмма вод Черного моря на глубине средней части основного пикноклина ( $\sigma_t=15,4$ ). Числа на поле диаграммы соответствуют годам выполненных наблюдений.



Фиг. 2.1.3. Вертикальное распределение нитратов в различные годы.